

Département de géographie et télédétection  
Faculté des lettres et sciences humaines  
Université de Sherbrooke

**Suivi, par imagerie NOAA-AVHRR, de l'état hydrique de  
peuplements de conifères du bassin du fleuve Mackenzie  
(Territoires du Nord-Ouest) dans une perspective de  
prévision du danger d'incendie de forêt**

par

Lisa Gallant , 1971-

I-1608

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de  
Maître ès sciences (M.Sc.) en géographie

30 septembre 1998

© Lisa Gallant, 1998

BIBLIOTHÈQUE U.S.

Codirectrice de recherche: Brigitte Leblon (Faculty of Forestry and Environmental Management, University of New Brunswick)

Codirecteur de recherche: Hardy Granberg

Membres du jury:

Brigitte Leblon (Faculty of Forestry and Environmental Management, University of New Brunswick)

Hardy Granberg (Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke)

Gilles-H. Lemieux (membre externe, Département des sciences humaines, Université du Québec à Chicoutimi)



Gallant, L. (1998) Suivi, par imagerie NOAA-AVHRR, de l'état hydrique de peuplements de conifères du bassin du fleuve Mackenzie (Territoires du Nord-Ouest) dans une perspective de prévision du danger d'incendie de forêt. Mémoire de maîtrise, Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, Québec, 104 p.

## Résumé

Au Canada, le danger de feu de forêt et le comportement du feu sont évalués quotidiennement par la Méthode canadienne d'évaluation des dangers d'incendie de forêt (MCÉDIF). Un des intrants de cette méthode est l'humidité foliaire qui est calculée indirectement à partir de l'altitude, la latitude, la longitude et la date. Dans le but d'étudier les potentialités de la télédétection satellitaire dans le suivi de cette variable, celle-ci a été mesurée *in situ* avec des échantillons d'aiguilles prélevés hebdomadairement durant la saison des feux de forêt de 1994 dans des peuplements d'épinette blanche, d'épinette noire et de pin gris localisés sur sept sites le long du fleuve Mackenzie (Territoires du Nord-Ouest). Les mesures d'humidité foliaire ont été mises en relation avec l'indice de végétation NDVI et l'écart entre la température de surface et celle de l'air ( $T_s - T_a$ ), dérivés respectivement d'images optiques et thermiques NOAA-AVHRR acquises aux mêmes dates que les mesures d'humidité foliaire. Malgré la forte couverture nuageuse et la faible résolution spatiale des images, des relations statistiques significatives entre les données satellitaires et l'humidité foliaire ont été trouvées pour certains sites d'étude. Dans tous les cas, celles-ci sont les mieux ajustées avec une fonction quadratique changeant de pente aux alentours de 120% d'humidité foliaire, car pour des valeurs supérieures à 120%, les données satellitaires sont plus sensibles à la quantité de végétation correspondant à la composante poids sec de l'humidité foliaire qu'à la composante poids frais. Comme les sites d'étude sont localisés dans des écosystèmes forestiers partiellement couvrants, dans le cas des données thermiques, les relations sont significatives seulement si  $T_s - T_a$  est divisé par NDVI, afin de tenir compte de l'influence du taux de couverture sur la température de surface. Dans tous les cas, l'estimation de l'humidité foliaire par les données satellitaires est meilleure que celle par la MCÉDIF. Cependant, les relations obtenues sont de nature empirique. De plus, elles ne permettent que d'estimer l'humidité foliaire, alors qu'un meilleur indicateur du stress hydrique est le rapport entre l'évapotranspiration réelle et l'évapotranspiration potentielle de la végétation. Il faudrait aussi analyser si les cartes dérivées des images NOAA-AVHRR correspondent aux cartes de feux de forêt qui sont survenus en 1994 dans la région d'étude. Enfin, pour augmenter la disponibilité en images claires, plusieurs solutions sont possibles, telles que l'utilisation d'images acquises en matinée ou d'images composites, l'incorporation de données satellitaires dans un modèle hydrologique et l'utilisation des hyperfréquences passives ou actives.

**Mots-clefs:** Territoires du Nord-Ouest, épinette blanche, épinette noire, pin gris, danger d'incendie, humidité foliaire, NDVI, température de surface, NOAA-AVHRR.

## Abstract

In Canada, forest fire hazard and fire behavior are evaluated on a daily basis by the Canadian Forest Fire Danger Rating System (CFFDRS). One of the inputs into this system is the foliar moisture content which is calculated indirectly from elevation, latitude, longitude and date. To investigate the potential applicability of satellite remote sensing to follow this variable, the foliar moisture content was measured *in situ* with samples of needles taken weekly during the 1994 forest fire season from white spruce, black spruce and jack pine stands located on seven sites along the Mackenzie river (Northwest Territories). The foliar moisture content measurements were then expressed in relation to the normalized difference vegetation index (NDVI) and the difference between surface and air temperature ( $T_s - T_a$ ), derived respectively from optical and thermal NOAA-AVHRR images acquired on the same dates as the foliar moisture content measurements. Despite the cloud cover and the poor spatial resolution of the images, significant statistical relationships between the satellite data and the foliar moisture content were found for some of the study sites. In all cases, the relationships were best fitted with a quadratic function that changed slope at approximately 120% foliar moisture content. This change occurred because for values higher than 120%, the satellite data were more sensitive to the amount of vegetation corresponding to the dry weight component of the foliar moisture content than to the fresh weight component. Since the study sites were located in partially covered forest ecosystems, the thermal data relationships were significant only if  $T_s - T_a$  was divided by NDVI to take into account the effect of the vegetation cover on the surface temperature. In all cases, the estimated foliar moisture content values obtained from the satellite data were better than those derived from the CFFDRS. However, the relationships obtained are empirical. In addition, they only allow the estimation of the foliar moisture content, whereas a better indicator of water stress is the ratio between actual and potential evapotranspiration of the vegetation. Also, we should compare maps derived from NOAA-AVHRR images with maps of actual forest fires that occurred in the study area during 1994. Finally, possible solutions to increase the availability of clearer images include the use of images acquired during morning hours or of composite images, the incorporation of satellite data into an hydrologic model, and the use of passive or active microwaves.

**Key words:** Northwest Territories, white spruce, black spruce, jack pine, fire hazard, foliar moisture content, NDVI, surface temperature, NOAA-AVHRR.



## Table des matières

Liste des figures.....	III
Liste des tableaux .....	VII
Liste des annexes .....	VIII
Remerciements .....	IX
1. Télédétection de l'état hydrique de la végétation.....	1
1.1. Introduction .....	1
1.2. Télédétection optique de l'état hydrique de la végétation.....	11
1.3. Télédétection thermique de l'état hydrique de la végétation.....	18
1.4. Télédétection optique et thermique de l'état hydrique de la végétation .....	29
1.5. Conclusion .....	33
2. Matériel et méthodes .....	35
2.1. Région et sites d'étude .....	35
2.2. Données.....	38
2.2.1. Données biologiques .....	40
2.2.2. Données météorologiques.....	41
2.3. Méthode de traitement des images NOAA-AVHRR.....	43
2.3.1. Calcul de la réflectance au sommet de l'atmosphère dans les bandes optiques .....	45
2.3.2. Correction atmosphérique des bandes optiques .....	45
2.3.3. Correction du NDVI des effets de l'angle zénithal solaire .....	46
2.3.4. Correction atmosphérique et d'émissivité des bandes infrarouge thermiques .....	49
2.3.5. Identification des pixels contaminés .....	50
2.4. Estimation de l'humidité foliaire par les données satellitaires et par la Méthode PCI .....	52

3. Résultats et discussion.....	54
3.1. Comparaison entre les données météorologiques de l'année 1994 et la normale.....	54
3.2. Évolution temporelle de l'humidité foliaire et des données satellitaires .....	61
3.3. Influence du taux de couverture sur les données thermiques.....	69
3.4. Relation entre les données satellitaires et l'humidité foliaire.....	69
3.5. Comparaison entre l'estimation spectrale de l'humidité foliaire et l'estimation par la Méthode PCI.....	77
4. Conclusions.....	80
5. Références .....	85

## Liste des figures

Figure 1.1	Structure de la Méthode canadienne d'évaluation des dangers d'incendie de forêt (MCÉDIF).....	4
Figure 1.2	Structure de la Méthode canadienne de l'indice forêt-météo (Méthode IFM).....	6
Figure 1.3	Structure de la Méthode canadienne de prévision du comportement des incendies de forêt (Méthode PCI).....	7
Figure 1.4	Comparaison entre le nombre cumulé de feux (ligne pointillée) et la superficie incendiée (ligne pleine) avec l'évolution du pourcentage de superficie ayant un indice RG < 50% (◆) et un indice DA < 99% (*). ....	15
Figure 1.5	Méthode de calcul du potentiel de feu à partir de cartes de verdure relative dérivées d'images NDVI.....	16
Figure 1.6	Relation entre un indice de végétation modifié à partir du NDVI et la teneur en eau du combustible pour quatre sites situés à Victoria (Australie).....	17
Figure 1.7	Composantes du bilan d'énergie d'une surface naturelle .....	21
Figure 1.8	Rôles de la résistance aérodynamique ( $r_a$ ) et de la résistance structurale ( $r_o$ ) dans les échanges d'énergie et de masse au-dessus des prairies et des forêts .....	23
Figure 1.9	Évolution de $\sum(T_s - T_a)$ pour des couverts de blé en sec et en irrigué .....	25
Figure 1.10	Relation entre la probabilité de feux et le rapport ETR/ETP dans le cas du massif forestier des Maures (France).....	27
Figure 1.11	Calcul, en temps réel, de l'indice de stress hydrique ( $1 - \text{ETR/ETP}$ ) pour la prévision quotidienne du danger d'incendie de forêt tel qu'essayé opérationnellement durant l'été 1994 sur 11 massifs forestiers méditerranéens français .....	28
Figure 1.12	Le <i>Vegetation Index / Temperature Trapezoid</i> résultant de la relation entre l'indice de végétation SAVI et $T_s - T_a$ . Le WDI ( <i>Water Deficit Index</i> ) au point C est égal au rapport AC/AB .....	30

Figure 1.13	Relations entre l'indice de végétation NDVI et la température de surface calculés à partir d'images NOAA-AVHRR dans le cas d'une forêt de conifères au Montana (USA) pour deux journées correspondant à des conditions sèches (14 juillet) et humides (6 août).....	32
Figure 1.14	Classes de danger d'incendie dans le cas de trois massifs forestiers méditerranéens français à l'été 1990 (classe 1 = aucun danger, classe 2 = danger faible, classe 3 = danger moyen, classe 4 = danger élevé, classe 5 = danger très élevé) .....	32
Figure 2.1	Délimitation du bassin hydrographique du fleuve Mackenzie et de la région d'étude correspondant à une imagerie NOAA-AVHRR.....	35
Figure 2.2	Distribution des feux de forêt plus grands que 200 ha entre 1980 et 1989 au Canada .....	36
Figure 2.3	Prédiction de la superficie incendiée dans le bassin du fleuve Mackenzie advenant un réchauffement global du climat.....	37
Figure 2.4	Occupation du sol de la région d'étude dérivée d'images NOAA-AVHRR.....	39
Figure 2.5	Méthode de traitement des images NOAA-AVHRR.....	44
Figure 2.6	NDVI de la région d'étude dérivé d'images NOAA-AVHRR. Composite créée à partir des images du 19 et 21 mai 1994 acquises respectivement à 16h00 et 17h30 (heure normale des Rocheuses).....	48
Figure 2.7	Température de surface de la région d'étude dérivée d'images NOAA-AVHRR. Composite créée à partir des images du 19 et 21 mai 1994 acquises respectivement à 16h00 et 17h30 (heure normale des Rocheuses).....	51
Figure 3.1	Comparaison entre les données journalières de 1994 et les normales journalières pour (a) la température de l'air maximale, (b) la température de l'air minimale, (c) la température de l'air moyenne et (d) les précipitations mesurées à la station météorologique de Fort Smith.....	55
Figure 3.2	Comparaison entre les données journalières de 1994 et les normales journalières pour (a) la température de l'air maximale, (b) la température de l'air minimale, (c) la température de l'air moyenne et (d) les précipitations mesurées à la station météorologique de Yellowknife.....	56



Figure 3.3	Comparaison entre les données journalières de 1994 et les normales journalières pour (a) la température de l'air maximale, (b) la température de l'air minimale, (c) la température de l'air moyenne et (d) les précipitations mesurées à la station météorologique de Hay River .....	57
Figure 3.4	Comparaison entre les données journalières de 1994 et les normales journalières pour (a) la température de l'air maximale, (b) la température de l'air minimale, (c) la température de l'air moyenne et (d) les précipitations mesurées à la station météorologique de Fort Simpson .....	58
Figure 3.5	Comparaison entre les données journalières de 1994 et les normales journalières pour (a) la température de l'air maximale, (b) la température de l'air minimale, (c) la température de l'air moyenne et (d) les précipitations mesurées à la station météorologique de Norman Wells .....	59
Figure 3.6	Comparaison entre les données journalières de 1994 et les normales journalières pour (a) la température de l'air maximale, (b) la température de l'air minimale, (c) la température de l'air moyenne et (d) les précipitations mesurées à la station météorologique d'Inuvik.....	60
Figure 3.7	Évolution, selon le nombre de jours depuis la fonte des neiges, de l'humidité foliaire (HF), du NDVI et de $T_s - T_a$ à Fort Smith pour (a) l'épinette blanche, (b) l'épinette noire et (c) le pin gris.....	62
Figure 3.8	Évolution, selon le nombre de jours depuis la fonte des neiges, de l'humidité foliaire (HF), du NDVI et de $T_s - T_a$ à Yellowknife pour (a) l'épinette blanche, (b) l'épinette noire et (c) le pin gris.....	63
Figure 3.9	Évolution, selon le nombre de jours depuis la fonte des neiges, de l'humidité foliaire (HF), du NDVI et de $T_s - T_a$ à Hay River pour (a) l'épinette blanche, (b) l'épinette noire et (c) le pin gris.....	64
Figure 3.10	Évolution, selon le nombre de jours depuis la fonte des neiges, de l'humidité foliaire (HF), du NDVI et de $T_s - T_a$ à Fort Simpson pour (a) l'épinette blanche, (b) l'épinette noire et (c) le pin gris.....	65
Figure 3.11	Évolution, selon le nombre de jours depuis la fonte des neiges, de l'humidité foliaire (HF), du NDVI et de $T_s - T_a$ à Lone Mountain pour (a) l'épinette blanche et (b) le pin gris.....	66

Figure 3.12	Évolution, selon le nombre de jours depuis la fonte des neiges, de l'humidité foliaire (HF), du NDVI et de $T_s-T_a$ à Norman Wells pour (a) l'épinette blanche et (b) l'épinette noire .....	67
Figure 3.13	Évolution, selon le nombre de jours depuis la fonte des neiges, de l'humidité foliaire (HF), du NDVI et de $T_s-T_a$ à Inuvik pour (a) l'épinette blanche et (b) l'épinette noire.....	68
Figure 3.14	Le concept du trapèze VIT de Moran <i>et al.</i> (1994), tous les sites confondus, pour (a) l'épinette blanche, (b) l'épinette noire, (c) le pin gris et (d) les trois types de peuplements de conifères ensemble.....	70
Figure 3.15	Relation entre le NDVI et l'humidité foliaire (HF) pour divers sites d'étude.....	71
Figure 3.16	Relation entre $T_s-T_a$ et l'humidité foliaire (HF) pour divers sites d'étude .....	72
Figure 3.17	Évolution, selon le nombre de jours depuis la fonte des neiges, de l'humidité foliaire (HF) et du NDVI pour divers sites d'étude.....	73
Figure 3.18	Relation entre $T_s-T_a$ /NDVI et l'humidité foliaire (HF) pour divers sites d'étude .....	75
Figure 3.19	Évolution, selon le nombre de jours depuis la fonte des neiges, de l'humidité foliaire (HF), de $T_s-T_a$ et de $T_s-T_a$ /NDVI pour divers sites d'étude .....	76
Figure 3.20	Humidité foliaire (HF) estimée par NDVI et par la Méthode PCI corrigée pour des latitudes supérieures à 60° N, en fonction de l'humidité foliaire observée .....	78
Figure 3.21	Humidité foliaire (HF) estimée par $T_s-T_a$ /NDVI et par la Méthode PCI corrigée pour des latitudes supérieures à 60° N, en fonction de l'humidité foliaire observée .....	79



## Liste des tableaux

Tableau 1.1	Principales caractéristiques des trois types de feux de forêt.....	2
Tableau 2.1	Principales variables hydroclimatiques du bassin du fleuve Mackenzie.....	36
Tableau 2.2	Caractéristiques géographiques des sites d'étude.....	38
Tableau 2.3	Type et échelle des données utilisées dans cette étude.....	40
Tableau 2.4	Caractéristiques biologiques des sites d'étude .....	42
Tableau 2.5	Valeurs des paramètres, selon le type d'occupation du sol, pour corriger le NDVI des effets de l'angle zénithal solaire .....	47
Tableau 2.6	Pourcentage d'images claires par rapport aux dates de mesures biologiques correspondant à chaque site .....	52
Tableau 2.7	Équations de la Méthode PCI réestimées pour des latitudes supérieures à 60° N en utilisant les données d'humidité foliaire observées dans les sites d'étude .....	53
Tableau 3.1	Superficie incendiée aux Territoires du Nord-Ouest (T.N.-O.) et au Canada entre 1990 et 1995.....	61

**Liste des annexes**

Annexe 1	Stations météorologiques utilisées dans cette étude .....	100
Annexe 2	Dates de mesures biologiques et images NOAA-AVHRR correspondantes utilisées dans cette étude.....	101
Annexe 3	Cartes topographiques à l'échelle de 1:50 000 utilisées dans cette étude .....	104

## Remerciements

J'offre mes sincères remerciements à Brigitte Leblon, ma co-directrice de recherche, pour ses nombreux conseils et sa patience. Je remercie également Hardy Granberg, mon co-directeur, pour l'intérêt qu'il a apporté à cette étude et pour sa précieuse collaboration.

Ce mémoire de maîtrise a été réalisé avec l'aide financière du Fonds pour la formation de chercheurs et l'aide à la recherche, du Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada, du Comité canadien de gestion des feux de forêt, ainsi que de l'Université du Nouveau-Brunswick.

Les données biologiques ont été acquises par Martin Alexander du Service canadien des forêts et par Rick Lanoville du Territorial Forest Fire Centre (T.N.-O.), grâce à une subvention de l'Entente Canada / Territoires du Nord-Ouest pour le développement de la foresterie. Les données météorologiques ont été fournies par Normand Bussières du Service de l'environnement atmosphérique et par Hardy Granberg. Les images NOAA-AVHRR et leur méthodologie de traitement ont été prêtées par Josef Cihlar et Jing Chen du Centre canadien de télédétection dans le cadre du Programme des ensembles de données d'observation de la Terre.

Enfin, je tiens à remercier le professeur Glen Jordan de l'Université du Nouveau-Brunswick pour m'avoir permis d'utiliser le laboratoire Garnet Strong afin d'effectuer le traitement des images. Merci également à Muljanto Nugroho pour avoir calculé les équations du tableau 2.7.

## **1. Télédétection de l'état hydrique de la végétation**

### **1.1. Introduction**

La forêt compte parmi les plus importantes richesses naturelles du Canada. En effet, 10% des forêts de la planète couvrent 42% de la superficie totale du pays (Conseil canadien des ministres des forêts, 1996; Service canadien des forêts, 1996). Nos forêts sont indispensables pour l'équilibre et la survie de notre environnement, en fournissant un habitat à la faune, en contribuant à la conservation de l'eau et du sol, en tempérant le climat et en purifiant l'air. Outre son importance écologique, la forêt génère de plus des industries essentielles à l'économie canadienne, telle l'industrie du bois d'oeuvre et des pâtes et papiers, ainsi que l'industrie touristique et récréative. En 1994, les exportations du Canada en produits forestiers ont atteint 32,4 milliards de dollars, soit presque 20% du total mondial et le secteur forestier a apporté une contribution de 3% au produit intérieur brut du pays (Conseil canadien des ministres des forêts, 1996; Service canadien des forêts, 1996). En 1994, un emploi sur quinze au Canada était relié directement ou indirectement au secteur forestier (Service canadien des forêts, 1995).

Bien que 7,6% de sa superficie soit recouverte d'eau douce, le Canada, possédant d'immenses étendues forestières, n'est pas à l'abri des feux de forêt. Entre 1990 et 1994, le Canada a consacré quelques 189 millions de dollars par année à la protection des forêts contre le feu et une moyenne de 2,3 millions d'hectares de terres forestières ont brûlé annuellement (Conseil canadien des ministres des forêts, 1996). Durant cette période, 51% des départs de feu ont été causés par les activités humaines (récréation, opérations forestières, etc.), 46% par la foudre et 3% ont eu une origine inconnue. Toutefois, 92% des surfaces brûlées l'ont été à cause d'un départ de feu dû à la foudre (Conseil canadien des ministres des forêts, 1996), entre autres parce que les feux dus à la foudre se déclarent souvent dans des régions éloignées et difficiles d'accès et ne sont donc pas détectés rapidement.

L'éclosion et la propagation d'un incendie de forêt sont conditionnées par quatre facteurs principaux (Carrega et Wybo, 1992):

1. la nature et l'état du combustible, constitué par la végétation morte ou vivante avec des caractéristiques (morphologie, essences, densité, stratification) et une teneur en eau données;
2. l'environnement physique dans lequel va évoluer l'incendie, représenté par deux types de paramètres: 1) les conditions météorologiques (vitesse du vent, humidité de l'air, température



- de l'air, nébulosité, pluies récentes) et 2) la topographie (pente, formes du relief);
3. les facteurs anthropiques;
  4. les moyens de prévention et de lutte: détection précoce, accès rapide, disponibilité en personnel et en matériel.

La littérature anglophone sur les feux de forêt fait une distinction entre les expressions *fire risk*, *fire hazard* et *fire danger* (Blanc *et al.*, 1987; Chuvieco and Martin, 1994). Ainsi, le *fire risk* est fonction de facteurs pouvant déclencher les incendies, à savoir la foudre et les facteurs anthropiques, alors que le *fire hazard* dépend uniquement de la nature et de l'état du combustible, ainsi que de l'environnement physique (conditions météorologiques, topographie). L'expression *fire danger* englobe, pour sa part, le *fire risk* et le *fire hazard*. En français, le danger de feu désigne à la fois le danger général (*fire danger*) et celui lié au combustible et à l'environnement physique (*fire hazard*). Dans ce mémoire, le terme "danger" aura le sens du terme anglais "*hazard*".

L'éclosion et la propagation d'un incendie nécessitent la présence simultanée d'un combustible, de la chaleur et de l'oxygène. Selon le type de combustible dans lequel ils se développent, on distingue trois types de feux de forêt qui sont souvent inter-reliés (tableau 1.1).

Tableau 1.1: Principales caractéristiques des trois types de feux de forêt.

Type <sup>(1, 2)</sup>	Pourcentage consommé des cimes <sup>(3)</sup>	Intensité du feu (kW·m <sup>-1</sup> ) <sup>(4)</sup>	Principale source d'allumage <sup>(2)</sup>	Combustible <sup>(1, 2)</sup>
Feu de surface	< 10%	- contre le vent: 100 à 800 - avec le vent: 200 à 15 000	- négligence humaine - foudre	- litière - végétation herbacée - arbustes et broussailles
Feu de cime	- intermittent de cime: 10 à 89% - continu de cime: > 90%	8 000 à 40 000	- feu de surface	- couronne des arbres
Feu de profondeur	non applicable	< 10	- feu de surface	- racines - matière organique du sol - micro-organismes du sol

<sup>(1)</sup> Blanc *et al.* (1987); <sup>(2)</sup> Albini (1984); <sup>(3)</sup> Forêts Canada (1992); <sup>(4)</sup> Van Wagner (1983).

Le type de feu de forêt le plus commun est le feu de surface, puisque presque tous les incendies forestiers débutent ainsi. Le feu de surface se propage en consommant la litière, la végétation herbacée, les arbustes et les broussailles du sous-bois, tout en épargnant la couronne des arbres et la couche profonde du sol. Un feu de cime se concentre, pour sa part, au faîte des arbres où il brûle les feuilles, les aiguilles et certaines branches. Le feu de cime est soit dépendant ou roulant. Il est dépendant lorsque le feu se maintient dans la cime des arbres en raison de la chaleur dégagée par un feu de surface et transportée par convection d'une cime à l'autre. Le feu de cime est roulant lorsque le feu se maintient dans la cime des arbres sous l'action d'un vent fort et qu'il se propage d'un arbre à l'autre indépendamment du feu de surface. Le feu de cime est très spectaculaire et très destructeur, car sa vitesse de propagation est, en moyenne, deux fois plus élevée que celle d'un feu de surface (Forêts Canada, 1992). Il dégage, en plus, énormément de chaleur. Les feux de cime se développent principalement dans les forêts de conifères tempérées et boréales, et dans les forêts australiennes d'eucalyptus, mais rarement dans les forêts de feuillus tempérées ou tropicales. Un dernier type de feu de forêt est le feu de profondeur. Il est le plus souvent allumé par un feu de surface et peut couvrir dans le sol pendant plusieurs mois en se propageant à un taux de quelques centimètres par heure sans dégager de flamme ou de fumée. Le feu de profondeur est donc très difficile à détecter et à éteindre. Il est de plus très destructeur, car il consume les racines, tuant ainsi les arbres. Enfin, il détruit aussi la matière organique en décomposition sous la litière (tourbe et humus) et les micro-organismes du sol.

Au Canada, le danger de feu de forêt et le comportement du feu sont évalués quotidiennement par la Méthode canadienne d'évaluation des dangers d'incendie de forêt (MCÉDIF). Cette méthode repose sur une base théorique (physique de l'humidité, théorie de la propagation de la chaleur, etc.), ainsi que sur des données empiriques compilées à partir de 409 incendies expérimentaux et de 86 brûlages dirigés et vastes incendies de forêt. La MCÉDIF est composée de quatre méthodes secondaires (figure 1.1) (Service canadien des forêts, 1987).

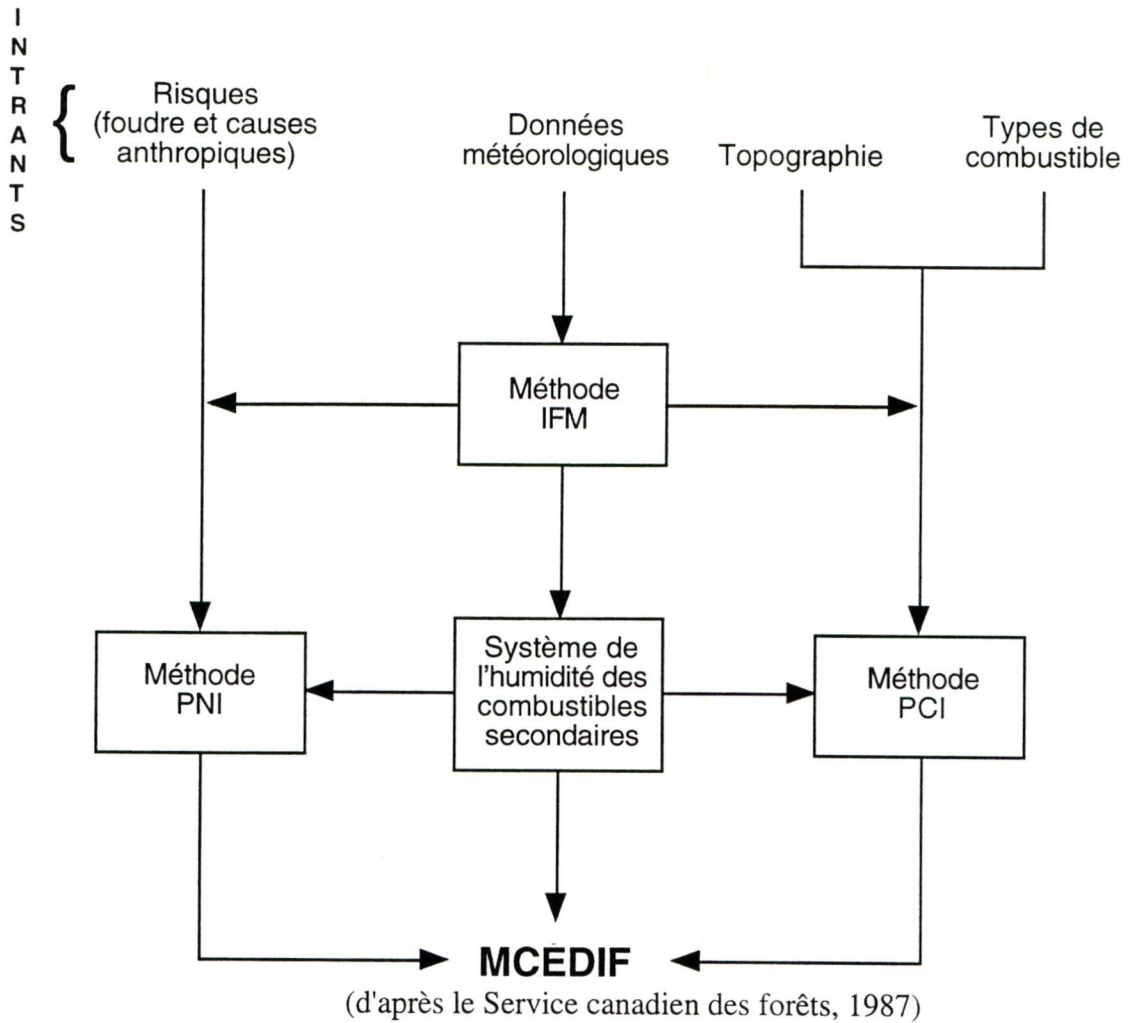
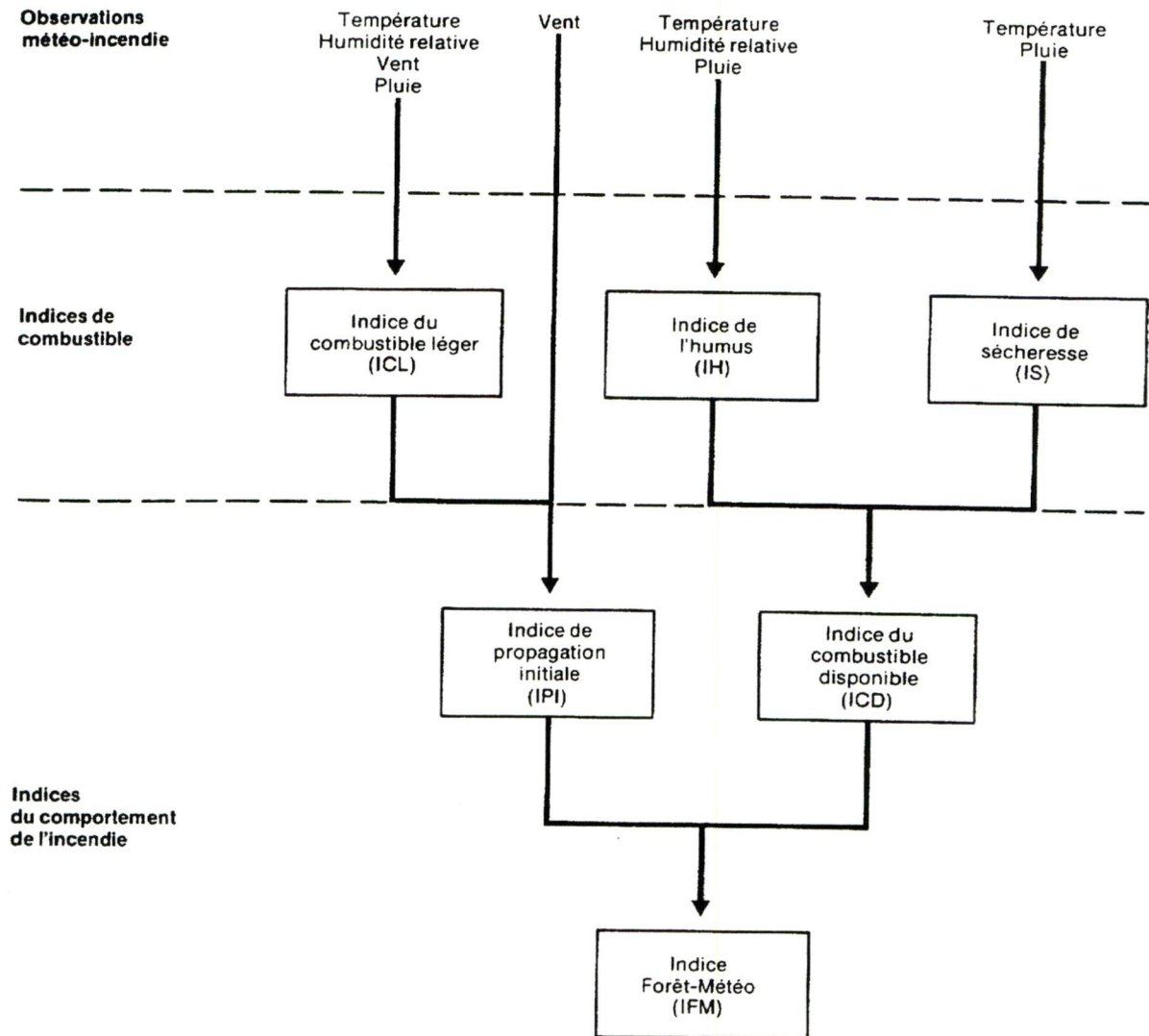


Figure 1.1: Structure de la Méthode canadienne d'évaluation des dangers d'incendie de forêt (MCÉDIF).



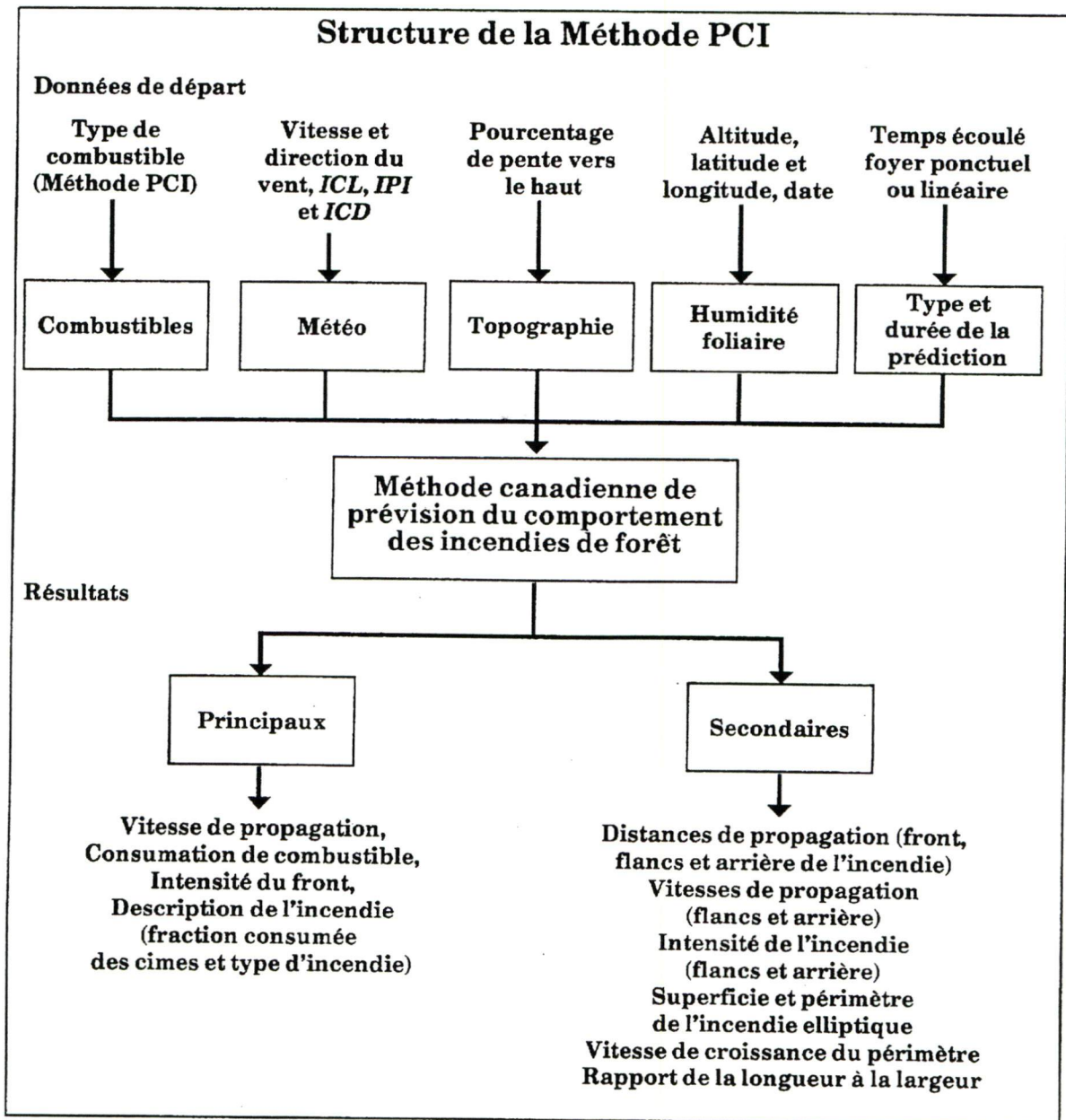
1. La Méthode canadienne de l'indice forêt-météo (Méthode IFM) (figure 1.2) produit des évaluations numériques relatives du danger de feu potentiel basées uniquement sur les mesures quotidiennes de quatre variables météorologiques: la température de l'air, l'humidité relative, la vitesse du vent et les précipitations. La méthode compte six indices, dont les trois premiers sont des indices de combustible qui permettent de suivre les variations quotidiennes de la teneur en humidité de trois classes de combustible forestier: la litière, l'humus et la matière organique compacte profonde. Les trois autres indices sont des indices du comportement de l'incendie qui représentent la vitesse de propagation du feu, la quantité de combustible disponible et l'intensité du feu.
2. La Méthode canadienne de prévision du comportement des incendies de forêt (Méthode PCI) (figure 1.3) permet d'exprimer quantitativement les caractéristiques du comportement du feu, telles que la vitesse de propagation, la consommation de combustible, l'intensité de l'incendie et la description de ce dernier (type d'incendie) selon les 16 types de combustible de référence qui englobent la plupart des principaux types trouvés dans les forêts du Canada. Outre le type de combustible, cette méthode tient compte aussi de la variabilité du comportement du feu en fonction des conditions météorologiques, de la topographie, de l'humidité foliaire et du type et de la durée de la prédiction (foyer ponctuel ou linéaire, temps écoulé depuis l'allumage).
3. La Méthode canadienne de prévision de la naissance d'un incendie de forêt (Méthode PNI) est actuellement en préparation et n'est opérationnelle que dans certaines provinces du Canada. Cette méthode est basée, en partie, sur les indices de la Méthode IFM et permet de prédire les risques d'incendie reliés à la foudre et aux causes anthropiques.
4. Le Système de l'humidité des combustibles secondaires est présentement en développement. Son rôle premier est de compléter ou de soutenir les applications et exigences spéciales des trois autres méthodes secondaires de la Méthode canadienne d'évaluation des dangers d'incendie de forêt. Ainsi, il comprend, entre autres, des indices d'humidité spécifiques pour des combustibles qui ne sont pas représentés par les trois indices de combustible standard de la Méthode IFM et il permet d'effectuer des corrections ou des ajustements aux indices de combustible pour tenir compte de la latitude, l'altitude, la topographie, la saison et du moment de la journée.





(tiré du Service canadien des forêts, 1984)

Figure 1.2: Structure de la Méthode canadienne de l'indice forêt-météo (Méthode IFM).



(tiré de Forêts Canada, 1992)

Figure 1.3: Structure de la Méthode canadienne de prévision du comportement des incendies de forêt (Méthode PCI).

D'après la Méthode PCI, un des paramètres biophysiques importants à considérer pour évaluer le comportement des incendies de forêt est l'humidité foliaire, entre autres parce que celle-ci affecte le risque d'embrasement des cimes et la vitesse de propagation du feu de cime (Forêts Canada, 1992). La teneur en eau de la végétation varie spatialement, selon la latitude et le type de combustible ainsi que temporellement, selon les saisons et les conditions météorologiques. La teneur en eau peut être mesurée directement *in situ* sur des échantillons. Des mesures sur échantillons sont par contre coûteuses en temps, en personnel et en matériel. Elles sont aussi limitées à des petits sites d'échantillonnage, parfois peu représentatifs de la région analysée et elles détruisent, de plus, la ressource étudiée. C'est pourquoi, dans la plupart des systèmes opérationnels de prévision du danger d'incendie de forêt, la teneur en eau des végétaux est calculée indirectement.

Ainsi, la Méthode PCI (Forêts Canada, 1992) calcule l'humidité foliaire à partir de l'altitude, la latitude, la longitude et la date en utilisant des équations empiriques mises au point à partir de neuf sites situés entre les latitudes 46° et 59° N et les longitudes 67° et 124° O. Cette méthode d'estimation de l'humidité foliaire nécessite la détermination de la date du minimum d'humidité foliaire. Ce minimum correspond à la période où l'humidité foliaire est relativement faible, c'est-à-dire au printemps et au début de l'été. Il est principalement dû à une augmentation temporaire de la masse sèche causée par la croissance active de la végétation à ce moment de l'année, plutôt qu'à une baisse réelle de la teneur en eau cellulaire. Pour des raisons pratiques, on suppose que la date de ce minimum est une constante régionale d'une année à l'autre et qu'elle est donc indépendante des conditions météorologiques de l'année en cours. À partir de la latitude et de la longitude, elle est obtenue par:

$$D_0 = 151(LAT/LAT_n) \quad (1.1)$$

$$\text{avec } LAT_n = 46 + 23,4 e^{-0,036(150 - LONG)} \quad (1.2)$$

où  $D_0$  = date du minimum d'humidité foliaire (jour julien),  
 $LAT$  = latitude (°),  
 $LAT_n$  = latitude normalisée (°),  
 $LONG$  = longitude (°).

En considérant le fait que la date du minimum d'humidité foliaire est décalée empiriquement de 0,026 jour par mètre d'altitude, la date du minimum d'humidité foliaire, si on tient compte de l'altitude, s'exprime par:

$$D_0 = 142,1(LAT/LAT_n) + 0,0172 ALT \quad (1.3)$$

$$\text{avec } LAT_n = 43 + 33,7 e^{-0,0351(150 - LONG)} \quad (1.4)$$

où  $D_0$  = date du minimum d'humidité foliaire (jour julien),  
 $LAT$  = latitude ( $^{\circ}$ ),  
 $LAT_n$  = latitude normalisée ( $^{\circ}$ ),  
 $LONG$  = longitude ( $^{\circ}$ ),  
 $ALT$  = altitude au-dessus du niveau moyen de la mer (m).

L'humidité foliaire pour une date donnée est calculée en fonction du nombre de jours entre la date considérée et la date du minimum d'humidité foliaire, selon:

$$\text{si } N_j < 30 \quad HF = 85 + 0,0189 N_j^2 \quad (1.5)$$

$$\text{si } 30 \leq N_j < 50 \quad HF = 32,9 + 3,17 N_j - 0,0288 N_j^2 \quad (1.6)$$

$$\text{si } N_j \geq 50 \quad HF = 120 \quad (1.7)$$

où  $D_j$  = date considérée (jour julien),  
 $D_0$  = date du minimum d'humidité foliaire (jour julien),  
 $N_j$  =  $|D_j - D_0|$ ,  
 $HF$  = humidité foliaire (% du poids sec de la matière végétale)  
 (varie de 85 à 120% selon la saison).

Cette méthode d'estimation de l'humidité foliaire a quelques limitations: 1) elle est basée sur des équations empiriques qui ont été estimées à partir d'observations recueillies à des latitudes inférieures à  $60^{\circ}$  N; ces équations ne représentent donc pas la pleine amplitude géographique du phénomène; elles ne peuvent pas, notamment, être appliquées aux Territoires du Nord-Ouest qui s'étendent au-delà du soixantième parallèle nord; 2) elle ne tient pas compte des variations de l'humidité foliaire selon le type de combustible; 3) elle ne tient pas compte des variations de l'humidité foliaire dues aux variations inter-annuelles climatiques et, enfin, 4) elle ne tient pas compte de l'effet du feuillage neuf qui commence à débousser vers la fin du minimum printanier. Cette nouvelle pousse, même si son humidité est très élevée, apporte très peu de poids sec au début, puis, graduellement, voit sa teneur en humidité approcher celle du vieux feuillage, à mesure que sa masse augmente. Pour simplifier, on considère simplement que  $HF$  est égale à 120% après la fin du minimum printanier.



le climat (Kabore et Yergeau, 1982). Ainsi, un sol profond et peu drainant s'asséchera, par exemple, moins rapidement qu'un sol superficiel et très drainant. Avec des conditions météorologiques identiques, la teneur en eau de la végétation sur ces deux types de sol n'évoluera donc pas de la même façon.

Les limites des méthodes actuelles de détermination de l'état hydrique des végétaux afin d'évaluer le danger d'incendie ont incité à développer d'autres méthodes, telle que celles basées sur la télédétection satellitaire. Celle-ci est, en effet, un outil prometteur pour suivre la variabilité spatio-temporelle de l'état hydrique du combustible, puisqu'elle a l'avantage de fournir des observations régulières et synoptiques de l'état de la végétation. En plus, elle représente, par essence, la réponse intégrée de la végétation aux différents facteurs influençant son état (Goward and Dye, 1987). La télédétection satellitaire offre aussi l'avantage de ne pas détruire la ressource étudiée et de permettre d'acquérir des données sur des régions éloignées et difficiles d'accès.

L'utilisation de données satellitaires pourrait donc être une alternative avantageuse pour estimer quelques-uns des intrants de la Méthode PCI, comme le type de combustible qui peut être déduit d'images optiques. En effet, les données optiques ont traditionnellement été utilisées pour la cartographie de l'occupation du sol, y compris celle du type de combustible (Kourtz, 1979; Cosentino *et al.*, 1981; Dixon *et al.*, 1984; Chuvieco and Congalton, 1989; Loveland *et al.*, 1991; Burgan and Hardy, 1993; Ow *et al.*, 1993; Chuvieco and Martin, 1994; Burgan, 1996). Plus récemment, des études ont été faites sur l'utilisation de données optiques et thermiques pour évaluer l'état hydrique de la végétation, un autre intrant de la Méthode PCI. Ces études vont maintenant être présentées, d'abord pour les données optiques (§ 1.2.), puis les données thermiques (§ 1.3.) et enfin, la combinaison des deux types de données (§ 1.4.).

## **1.2. Télédétection optique de l'état hydrique de la végétation**

Les premières études sur l'utilisation de la télédétection satellitaire pour suivre l'état hydrique de la végétation ont utilisé l'imagerie optique. En effet, il existe de bonnes corrélations entre certains indices de végétation, tels que le NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*), le RVI (*Ratio Vegetation Index*), le PVI (*Perpendicular Vegetation Index*) ou le SAVI (*Soil Adjusted Vegetation Index*) et certaines variables physiologiques du couvert végétal, tels que la biomasse verte, l'indice foliaire (*Leaf Area Index*, LAI), la productivité primaire et la radiation photosynthétiquement active absorbée (*Active Photosynthetically Absorbed Radiation*, APAR) (Sellers, 1989; Leblon *et al.*, 1993; Chuvieco and Martin, 1994). La plupart des études utilisent

les images fournies par les bandes optiques du NOAA-AVHRR (*National Oceanic and Atmospheric Administration - Advanced Very High Resolution Radiometer*) qui sont théoriquement disponibles quotidiennement. Généralement, les données brutes sont transformées en différence normalisée, NDVI, qui est un indice de végétation calculé par  $(PIR - R)/(PIR + R)$ , où PIR = réflectance dans le proche infrarouge et R = réflectance dans le rouge. Cet indice est sensible à la quantité de biomasse photosynthétiquement active, tout en étant moins affecté par les effets atmosphériques que les réflectances brutes. Cependant, il est très sensible à l'influence du sol nu (Baret and Guyot, 1991), ainsi qu'à l'effet d'ombre dans le couvert (Leblon *et al.*, 1996). Dans leur étude sur la prévision de l'état hydrique de la Prairie australienne, Paltridge et Barber (1988) utilisent un indice de végétation modifié à partir du NDVI ( $V = (PIR - 1,2R)/(PIR + R)$ ). Afin d'avoir des images exemptes de nuages, mais qui sont spatialement continues et qui ont une résolution temporelle suffisante, on utilise habituellement une image composite, où chaque pixel correspond à la valeur maximale de NDVI durant la période de composition, généralement 10 jours. Cette technique a l'avantage de réduire les effets directionnels et de visée non verticale, et de minimiser la contamination par les nuages, ainsi que les effets de l'atmosphère, d'angle solaire et d'ombre (Holben, 1986).

L'utilisation d'images optiques pour cartographier le danger d'incendie a d'abord été développée dans le cas des écosystèmes herbacés. Ainsi, pour la Grande Plaine américaine, Sadowski et Westover (1986) pour le Nebraska, puis Eidenshink *et al.* (1989) pour tous les États américains compris entre le Montana et le Kansas estiment, à partir d'images NDVI composites mises à jour hebdomadairement, le pourcentage de biomasse verte. Ce paramètre représente l'état du combustible dans le calcul quotidien de l'indice de danger d'incendie par la Méthode américaine d'estimation du danger d'incendie. L'état du combustible étant estimé seulement trois jours après la fin de la période de composition des images NDVI, le pourcentage de biomasse verte est, depuis 1989, estimé opérationnellement à partir d'images NOAA-AVHRR dans le cas de la Grande Plaine américaine (Eidenshink *et al.*, 1990).

Cette méthode est plus difficilement applicable dans le cas d'écosystèmes forestiers parce que la réponse spectrale de chaque pixel correspond à un mélange de signaux venant du couvert forestier et du sous-bois constitué d'herbes et d'arbustes (Eidenshink *et al.*, 1990; Burgan and Hartford, 1993). Cependant, dans le cas de forêts méditerranéennes espagnoles, le danger d'incendie a été évalué à partir de la baisse cumulée du NDVI durant la saison sèche (Lopez *et al.*, 1991) et par la pente cumulée de l'évolution temporelle du NDVI (Illera *et al.*, 1996). De même, en utilisant des données acquises sur différentes formations végétales américaines, telles que la forêt de conifères mélangée, des formations arbustives uniformes, des formations



mélangées herbacées et arbustives, et des formations herbacées ouvertes, Eidenshink *et al.* (1990) montrent que le NDVI a une évolution saisonnière au cours de la saison de croissance pour toutes les formations végétales étudiées et que cet indice de végétation diffère significativement entre ces formations. De plus, en supposant que le contenu hydrique du combustible vivant varie dans des gammes similaires durant l'année, l'évolution saisonnière du NDVI a permis à ces auteurs de calculer un "niveau hydrique" pour chaque pixel de chaque site étudié à partir de la moyenne entre les valeurs de pourcentage relatif et absolu de vert, selon la relation suivante (Eidenshink *et al.*, 1990):

$$SM = 250 \left( \frac{GRN_{rel} + GRN_{abs}}{2} \right) \quad (1.10)$$

- où SM = humidité moyenne de toute la végétation (vivante et morte) du pixel,  
 $GRN_{rel}$  = pourcentage relatif de vert pour le pixel à une date donnée,  
 $GRN_{abs}$  = pourcentage absolu de vert pour le pixel à une date donnée,  
 250 = gamme de variation du pourcentage d'humidité entre une végétation totalement sèche et une végétation totalement verte.

Le pourcentage relatif de vert ( $GRN_{rel}$ ) est une estimation de la verdure d'une zone donnée en fonction de la verdure maximale saisonnière de cette zone. Ce paramètre permet donc de normaliser la variation de verdure d'une zone par rapport à sa variation saisonnière du NDVI. Il est calculé par (Eidenshink *et al.*, 1990):

$$GRN_{rel} = 100 \left( \frac{NDVI_o - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right) \quad (1.11)$$

- où  $GRN_{rel}$  = pourcentage relatif de vert pour le pixel à une date donnée,  
 $NDVI_o$  = NDVI observé à une date donnée,  
 $NDVI_{min}$  = NDVI minimal pour le pixel sur une saison de croissance complète,  
 $NDVI_{max}$  = NDVI maximal pour le pixel sur une saison de croissance complète.

Ce paramètre correspond à la "verdure relative", RG, de Burgan et Hartford (1993), à ceci près que dans le premier cas, les valeurs maximales et minimales de NDVI sont calculées par rapport à la saison de croissance précédemment étudiée, alors que pour RG, ces maximums et minimums sont des valeurs historiques calculées depuis le 1<sup>er</sup> janvier 1989 et mises à jour annuellement.

Le pourcentage absolu de vert ( $GRN_{abs}$ ) est une mesure de la verdeur d'une zone donnée en fonction de la verdeur de deux zones de référence, l'une ayant une verdeur minimale, telle qu'une zone herbacée complètement sèche et l'autre ayant une verdeur maximale, telle qu'une culture de luzerne vigoureuse. Ce paramètre a l'avantage de pouvoir être calculé sans connaître *a priori* le type de végétation au sol, alors que le calcul de  $GRN_{rel}$  requiert d'avoir des observations d'au moins une saison de croissance complète.  $GRN_{abs}$  est calculé par (Eidenshink *et al.*, 1990):

$$GRN_{abs} = 100 \left( \frac{NDVI_o - NDVI_{min}'}{NDVI_{max}'} \right) \quad (1.12)$$

- où  $GRN_{abs}$  = pourcentage absolu de vert pour le pixel à une date donnée,  
 $NDVI_o$  = NDVI observé à une date donnée,  
 $NDVI_{min}'$  = NDVI pour une herbe complètement sèche (0,05),  
 $NDVI_{max}'$  = NDVI pour une culture de luzerne vigoureuse (0,65).

Ce paramètre correspond à la "verdeur visuelle", VG, de Borgan et Hartford (1993), à ceci près que la valeur du NDVI maximal est de 0,66 au lieu de 0,65 et que VG ne tient pas compte de la valeur minimale du NDVI. De même, dans le cas de la Prairie australienne, ce genre de paramètre a été utilisé par Paltridge et Barber (1988) pour estimer la teneur en eau du combustible, mais en utilisant un NDVI maximal égal à 0,5 et sans tenir compte du NDVI minimal. Que ce soit pour RG ou VG, il vaut mieux utiliser des séries multitemporelles d'images plutôt que d'utiliser des images acquises à une seule date (Borgan and Hartford, 1993).

Les cartes RG dérivées d'images NDVI montrent le moment et l'étendue du verdissement et de la sénescence de la végétation. Pour comparer la verdeur actuelle avec la moyenne observée sur la même période de composition des images NDVI, Hartford et Borgan (1994), puis Borgan *et al.* (1996) utilisent des cartes DA dérivées des images NDVI. DA est la déviation cumulée de la moyenne et se calcule comme suit (Borgan *et al.*, 1996):

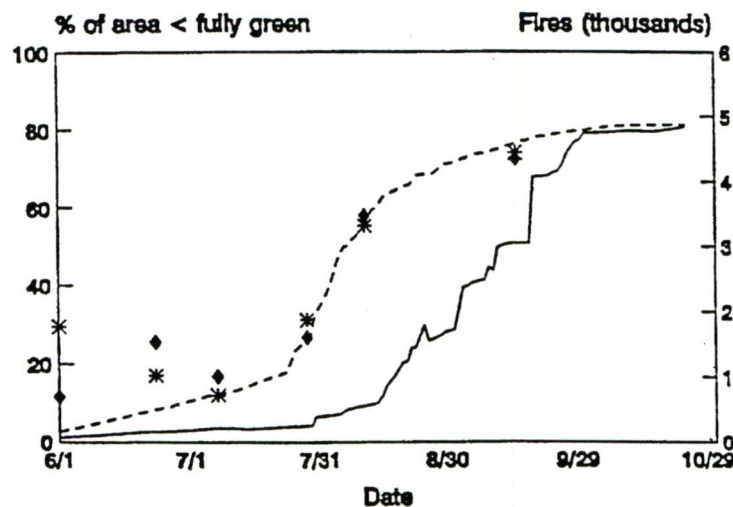
$$DA = 100 \left( \frac{NDVI_o}{NDVI_{moy}} \right) \quad (1.13)$$

- où DA = déviation cumulée de la moyenne,  
 $NDVI_o$  = NDVI observé pour la période de composition,  
 $NDVI_{moy}$  = NDVI moyen pour la période de composition.



Les cartes DA peuvent être considérées comme des cartes de pourcentage de verdissement moyen. Le NDVI moyen est calculé annuellement, la période de référence débutant en 1989. Les cartes DA comparent donc le taux de progression du verdissement et de la sénescence de la végétation par rapport au taux moyen de la région.

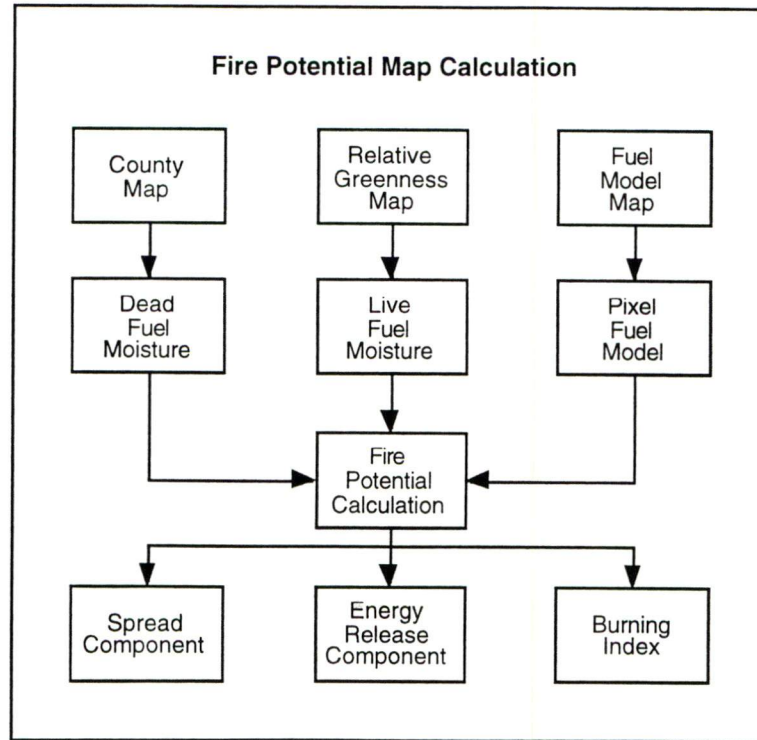
Tous ces indices de verdure (RG, VG, DA) ont été développés dans une perspective de suivi du danger d'incendie. Ainsi, Hartford et Burgan (1994) montrent que, durant la saison des feux de 1994, le pourcentage de superficie ayant des valeurs de RG inférieures à 50% et le pourcentage de surface ayant des valeurs de DA inférieures à 99% évoluent parallèlement au nombre cumulé de feux dans les Rocheuses septentrionales, particulièrement pour la période après le 1<sup>er</sup> juillet qui correspond à la verdure maximale (figure 1.4). Cette relation est cependant moins forte avec l'évolution des superficies brûlées (figure 1.4). La plupart des feux enregistrés était due à des orages secs sans vent violent.



(tiré de Hartford and Burgan, 1994)

Figure 1.4: Comparaison entre le nombre cumulé de feux (ligne pointillée) et la superficie incendiée (ligne pleine) avec l'évolution du pourcentage de superficie ayant un indice RG < 50% (◆) et un indice DA < 99% (\*).

Les cartes DA permettent aussi d'expliquer la différence dans la saison des feux entre 1993 et 1994 en Idaho et au Montana (Burgan *et al.*, 1996). De même, Burgan (1996) montre que l'indice RG peut être utilisé pour estimer, à une échelle grossière, la quantité et l'humidité du combustible vivant (figure 1.5), à condition de connaître les gammes de variation en humidité pour la végétation herbacée et arbustive associée aux principaux types de combustible, ainsi que la quantité maximale de végétation vivante par type de combustible.



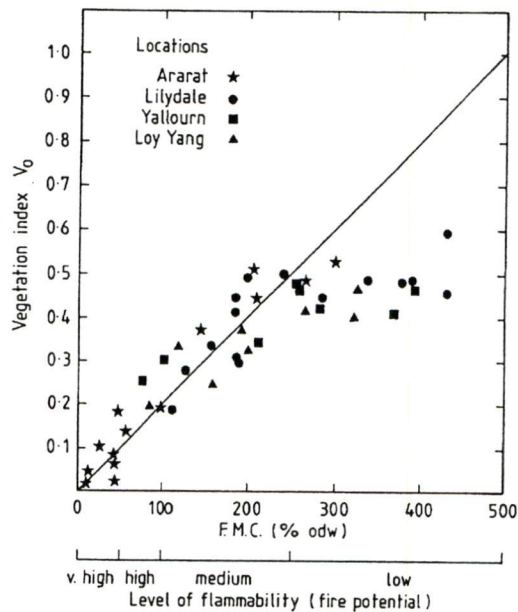
(d'après Burgan, 1996)

Figure 1.5: Méthode de calcul du potentiel de feu à partir de cartes de verdure relative dérivées d'images NDVI.

Le premier type de variable est en cours de détermination pour les 20 principaux types de combustible américains. Pour chaque pixel de l'image NOAA-AVHRR, l'humidité du combustible vivant est calculée en fonction de l'indice RG, de telle sorte que  $RG = 0$ , si cette humidité est à son minimum et  $RG = 100$ , si elle est à son maximum, les valeurs intermédiaires étant calculées par interpolation linéaire. C'est aussi une fonction linéaire qui décrit, en fonction de RG, la proportion de végétation herbacée et arbustive vivante qui est associée au combustible vivant et mort. Toute la quantité de combustible vivant est associée au combustible mort, si  $RG = 0$  et au combustible vivant, si  $RG = 100$ . Cette méthode basée sur RG simplifie donc l'ancienne méthode qui tenait compte du contenu hydrique de la végétation morte en fonction de l'humidité du combustible mort (bois entre 6,6 et 20,3 cm de diamètre), calculée sur un délai de 1 000 h à partir de données météorologiques (Fosberg *et al.*, 1981; Burgan, 1996; Burgan *et al.*, 1996). La méthode de calcul du potentiel de feu à partir de RG décrite à la figure 1.5 a été développée pour le cas de l'Oklahoma (Carlson *et al.*, 1996) où l'effet de la topographie est négligeable. Des recherches additionnelles sont donc nécessaires pour étendre cette méthode à d'autres régions, notamment pour tenir compte de l'effet de la topographie sur l'humidité du combustible.

Bien que les résultats obtenus en utilisant ces indices de verdure soient encourageants, définir des seuils critiques pour ces indices par rapport au danger d'incendie est encore problématique (Chase and Andrews, 1993; Hartford and Burgan, 1994). De même, le suivi du danger d'incendie à partir d'images NOAA-AVHRR a été développé pour l'Ouest américain où la probabilité d'avoir une image sans nuage est assez élevée. Ceci n'est pas le cas dans d'autres régions nord-américaines. Ainsi, en Ontario, pour la saison des feux de 1993, Lynham et Pierce (1997) montrent que même en utilisant des images composites, la contamination par les nuages des images NOAA-AVHRR, particulièrement au printemps et en automne, n'a pas permis d'avoir une seule image claire avant la fin juin. De plus, cette contamination explique les différences de verdure observées dans le nord-ouest de l'Ontario. Ainsi, des nuages trop minces laissaient apparaître la surface, mais dont la verdure était faussement atténuée.

En fait, le NDVI est davantage relié à l'activité chlorophyllienne et à l'état de verdure de la végétation qu'à son état hydrique. Ainsi, les relations significatives entre le pourcentage de biomasse verte et le NDVI dans le cas des États du Nord de la Grande Plaine américaine diffèrent significativement entre sites secs et humides (Eidenshink *et al.*, 1989). De même, dans le cas de la Prairie australienne, la relation significative entre la teneur en eau du combustible et un indice de végétation modifié à partir du NDVI sature pour des teneurs en eau supérieures à 250% (% du poids sec de la matière végétale) (figure 1.6) (Paltridge and Barber, 1988).



(tiré de Paltridge and Barber, 1988)

Figure 1.6: Relation entre un indice de végétation modifié à partir du NDVI et la teneur en eau du combustible pour quatre sites situés à Victoria (Australie).



Dans le cas d'écosystèmes forestiers, Eidenshink *et al.* (1990) ne trouvent aucune corrélation significative entre le NDVI et le contenu hydrique foliaire. Pour le cas d'écosystèmes américains, Burgan et Hartford (1993) et Burgan (1996) montrent que les gammes historiques de variations du NDVI et donc l'indice de verdeur relative (RG) sont différents dans le cas de sites secs ou humides.

L'état hydrique de la végétation est mieux relié à une autre bande optique, soit le moyen infrarouge (Gates *et al.*, 1965; Olson, 1967; Hoffer and Johannsen, 1969; Ward, 1969; Rohde and Olson, 1971; Olson, 1987; Pierce *et al.*, 1990; Cohen, 1991a; Cohen, 1991b; Danson *et al.*, 1992). Il a aussi été montré que cette bande optique permet de différencier les peuplements forestiers selon leur densité d'arbres morts, un autre paramètre important relié au danger de feu de forêt (Ahern and Archibald, 1986). Cependant, les variations de réflectance associées aux changements d'état hydrique foliaire peuvent être faibles (Olson, 1987) et, en tous cas, plus faibles que celles associées aux différences foliaires (Pierce *et al.*, 1990; Cohen, 1991a; Cohen, 1991b). Par exemple, dans le cas de la végétation herbacée, il y a un changement significatif de la réflectance dans la région d'absorption de l'eau uniquement pour les feuilles brunes (Cohen, 1991c). Aussi, le suivi de l'état hydrique de la végétation forestière dans une perspective de prévision du danger d'incendie requiert des données journalièrement acquises sur la région étudiée. Le moyen infrarouge est uniquement mesuré par le satellite LANDSAT-TM dont la répétitivité temporelle est de 16 jours. Par contre, une autre bande spectrale qui peut être utilisée comme indicatrice de l'état hydrique de la végétation est l'infrarouge thermique qui a l'avantage d'être mesurée quotidiennement par le satellite NOAA-AVHRR en même temps que les réflectances rouges et proche infrarouges. L'infrarouge thermique est relié à la température de surface qui représente mieux l'état hydrique de la végétation que le NDVI. Ainsi, dans le cas de massifs forestiers méditerranéens français, la température de surface a été meilleure que le NDVI pour suivre l'évolution saisonnière de l'état hydrique du sous-bois (Gouyet *et al.*, 1991) et du nombre de départs de feux (Prosper-Laget *et al.*, 1995). Nous allons donc maintenant décrire les études plus récentes sur l'estimation du stress hydrique à partir de la température de surface dans une perspective de prévision du danger d'incendie.

### **1.3. Télédétection thermique de l'état hydrique de la végétation**

La température de surface peut être mesurée à partir de l'émittance dans l'infrarouge thermique, si on connaît l'émissivité de la surface. En effet, par la loi de Stefan-Boltzmann, on a (Bonn et Rochon, 1992; Vidal *et al.*, 1994a):

$$R_L \uparrow = \varepsilon \sigma T_s^4 \quad (1.14)$$

- où  $R_L \uparrow$  = rayonnement infrarouge thermique ascendant de grande longueur d'onde, émis par la surface ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ) (peut être mesuré par les bandes infrarouge thermiques 6 de LANDSAT-TM et 4 et 5 de NOAA-AVHRR),  
 $\varepsilon$  = émissivité de la surface (sans unité),  
 $\sigma$  = constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ ),  
 $T_s$  = température de surface (K).

La majorité des études sur l'infrarouge thermique utilisent des données provenant des deux satellites actuels qui permettent d'acquérir des données à la fois dans les bandes optiques et thermiques, soit NOAA-AVHRR (résolution au sol de 1,1 km au nadir et répétitivité de 12 h) et LANDSAT-TM (résolution au sol de 30 m pour les bandes optiques et de 120 m pour la bande infrarouge thermique et répétitivité de 16 jours). Dans le cas du satellite NOAA 11, le capteur AVHRR possède trois bandes dans l'infrarouge thermique dont deux, la bande 4 (10,3 - 11,3  $\mu\text{m}$ ) et la bande 5 (11,5 - 12,5  $\mu\text{m}$ ), sont utilisées pour extraire la température de surface. Bien que ces deux bandes voisines se situent dans une fenêtre atmosphérique (10,5 - 12,5  $\mu\text{m}$ ) dans laquelle l'absorption du rayonnement est minimale, ces dernières ont tout de même la particularité d'être absorbées de façon légèrement différente par l'atmosphère (vapeur d'eau, aérosols). Cette absorption se traduit, en général, par une diminution de la température de brillance mesurée par le capteur, car l'émission propre de l'atmosphère ne la compense pas entièrement. La combinaison des bandes 4 et 5, par une méthode appelée *split-window*, permet alors d'éliminer les effets atmosphériques sur les températures de surface. Plusieurs équations *split-window* sont proposées dans la littérature. Elles ont toutes la forme générale suivante (Vidal, 1991):

$$T_B = aT_{B4} + bT_{B5} + c \quad (1.15)$$

- où  $T_B$  = température de brillance corrigée des effets atmosphériques  
 (température équivalente de corps noir de la surface considérée) (K),  
 $T_{B4}$  = température de brillance dans la bande 4  
 (calculée par la loi de Planck) (K),  
 $T_{B5}$  = température de brillance dans la bande 5  
 (calculée par la loi de Planck) (K),  
 $a, b, c$  = coefficients estimés en fonction du type de surface considéré.



L'émission propre de la surface dans l'infrarouge thermique se distinguant de celle d'un corps noir par son émissivité,  $T_B$  doit ensuite être corrigée des effets d'émissivité de la surface pour obtenir la température de surface réelle. La formule de Becker (1987) permet d'effectuer cette correction:

$$T_s = T_B + 50 \left( \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} \right) - 300 \left( \frac{\varepsilon_4 - \varepsilon_5}{\varepsilon} \right) \quad (1.16)$$

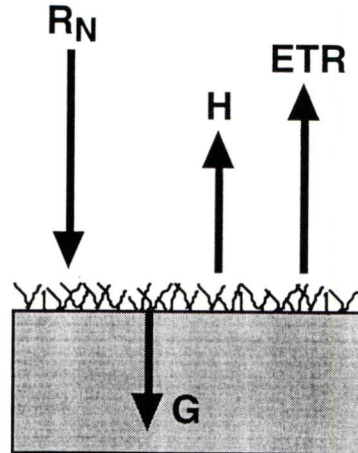
- où  $T_s$  = température de surface (K),  
 $T_B$  = température de brillance (K),  
 $\varepsilon$  = émissivité moyenne dans les bandes 4 et 5 (sans unité),  
 $\varepsilon_4$  = émissivité de la surface dans la bande 4 (sans unité),  
 $\varepsilon_5$  = émissivité de la surface dans la bande 5 (sans unité).

Par ailleurs, puisque la luminance mesurée par le capteur inclut à la fois le rayonnement émis par la surface et celui émis par l'atmosphère (rayonnement émis directement vers le capteur et rayonnement émis vers la surface puis réfléchi par celle-ci vers le capteur), le rayonnement atmosphérique devrait aussi être considéré dans la détermination de la température de surface. Cependant, ce rayonnement est habituellement faible dans la fenêtre atmosphérique 8 - 14  $\mu\text{m}$  (Oliosio, 1995) et la mesure de celui-ci n'est, en général, envisageable que pour des études limitées dans le temps et dans l'espace (Ottlé and Vidal-Madjar, 1992; Courault *et al.*, 1994).

De nombreux travaux, réalisés principalement sur des cultures agricoles, ont mis en évidence l'intérêt de la température de surface comme indicatrice de l'état hydrique du couvert végétal. En effet, la température de surface est reliée à l'évapotranspiration réelle du couvert par l'équation du bilan d'énergie. Le bilan énergétique d'une surface naturelle, en cours de journée et à un instant donné, est exprimé par (figure 1.7) (Seguin, 1990; Vidal *et al.*, 1994a):

$$R_N = G + H + ETR \quad (1.17)$$

- où  $R_N$  = rayonnement net ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ),  
 $G$  = flux de chaleur par conduction dans le sol ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ),  
 $H$  = flux de chaleur sensible  
 (énergie utilisée pour la convection de l'air) ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ),  
 $ETR$  = flux de chaleur latente ou évapotranspiration réelle (énergie utilisée dans l'évapotranspiration du couvert) ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ).



(d'après Seguin, 1990)

Figure 1.7: Composantes du bilan d'énergie d'une surface naturelle.

En fonction de ETR, l'équation du bilan d'énergie devient:

$$ETR = R_N - G - H \quad (1.18)$$

Le rayonnement net, qui est la quantité d'énergie radiative disponible à la surface terrestre et pouvant être transformée en d'autres formes d'énergie par les divers mécanismes physiques ou biologiques de la surface, est donné par la formule suivante (Bonn et Rochon, 1992; Vidal *et al.*, 1994a):

$$R_N = R_S(1-\alpha) + R_{L\downarrow} - R_{L\uparrow} \quad (1.19)$$

- où
- $R_N$  = rayonnement net ( $W \cdot m^{-2}$ ),
  - $R_S$  = rayonnement solaire incident global (direct et diffus) de courte longueur d'onde (visible, proche et moyen infrarouge) ( $W \cdot m^{-2}$ ),
  - $\alpha$  = albédo de la surface (sans unité),
  - $R_{L\downarrow}$  = rayonnement infrarouge thermique descendant de grande longueur d'onde, émis par l'atmosphère, en particulier les nuages ( $W \cdot m^{-2}$ ),
  - $R_{L\uparrow}$  = rayonnement infrarouge thermique ascendant de grande longueur d'onde, émis par la surface ( $W \cdot m^{-2}$ ).

$R_S$  est mesuré dans certaines stations météorologiques.  $R_{L\downarrow}$  peut être estimé par temps clair à partir des mesures de la pression de vapeur d'eau et de la température de l'air, en utilisant la relation suivante (Brutsaert, 1975):

$$R_L\downarrow = 1,24(e_a/T_a)^{1/7}\sigma T_a^4 \quad (1.20)$$

- où  $R_L\downarrow$  = rayonnement infrarouge thermique descendant de grande longueur d'onde, émis par l'atmosphère, en particulier les nuages ( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ),  
 $e_a$  = pression de vapeur d'eau (mbar),  
 $T_a$  = température de l'air (K),  
 $\sigma$  = constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$ ).

$R_L\uparrow$  est calculé par la loi de Stefan-Boltzmann (équation 1.14) à partir de l'émissivité et de la température de surface.

D'après l'équation du bilan d'énergie (équation 1.17), une partie du rayonnement net sert à réchauffer le sol par conduction (G), une autre sert à la convection de l'air (H) et enfin la dernière partie est utilisée pour l'évapotranspiration du couvert (ETR). G peut être exprimé comme une fonction linéaire de  $R_N$ . Dans le cas d'un sol nu,  $G = 0,3R_N$ , alors que dans le cas d'un couvert végétal comme la forêt,  $G = 0,1R_N$  (Clothier *et al.*, 1986). Le rapport  $G/R_N$  peut notamment être estimé par l'indice foliaire (Choudhury *et al.*, 1987) ou par la réflectance dans le rouge et le proche infrarouge (Kustas *et al.*, 1993; Choudhury, 1994).

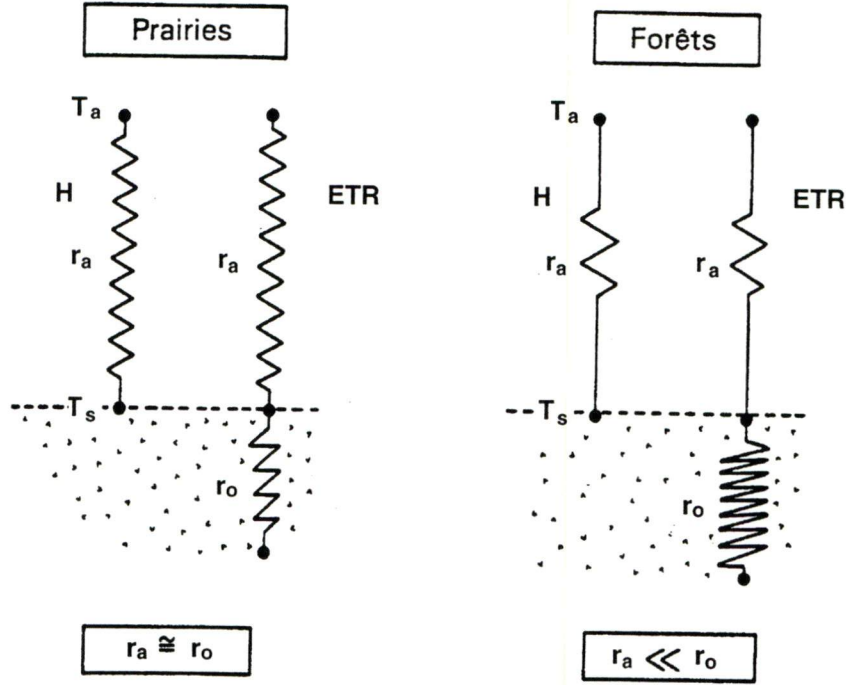
En cas de stress hydrique, les plantes ferment leurs stomates afin de réduire leur perte en eau par transpiration. Si le rayonnement net reçu est constant, le flux de chaleur sensible va donc augmenter. Ce dernier, résultant de l'échauffement de la surface, dépend de l'écart entre la température de surface et celle de l'air, selon la relation suivante (Perrier, 1975; Seguin, 1990; Vidal *et al.*, 1994a):

$$H = \frac{\rho C_p (T_s - T_a)}{r_a + r_o} \quad (1.21)$$

- où  $H$  = flux de chaleur sensible ( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ),  
 $\rho$  = densité de l'air ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ),  
 $C_p$  = chaleur massique de l'air ( $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ ),  
 $T_s$  = température de surface (K),  
 $T_a$  = température de l'air (K),  
 $r_a$  = résistance aérodynamique du couvert végétal ( $\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$ ),  
 $r_o$  = résistance structurale du couvert végétal ( $\text{s}\cdot\text{m}^{-1}$ ).



La résistance aérodynamique et la résistance structurale dépendent de la vitesse du vent et de la rugosité de la surface qui est fonction de la hauteur du couvert (Prévot *et al.*, 1993). Dans le cas de couverts forestiers,  $r_a$  est généralement faible par rapport à  $r_o$ , à cause de la forte rugosité de surface et donc,  $T_s$  et  $T_a$  sont presque égales (figure 1.8) (BOREAS, 1991).



(d'après BOREAS, 1991)

Figure 1.8: Rôles de la résistance aérodynamique ( $r_a$ ) et de la résistance structurale ( $r_o$ ) dans les échanges d'énergie et de masse au-dessus des prairies et des forêts.

En combinant les équations 1.18 et 1.21, on obtient:

$$ETR = R_N - G - \frac{\rho C_p (T_s - T_a)}{r_a + r_o} \quad (1.22)$$

Cette dernière équation montre que l'évapotranspiration réelle et  $T_s - T_a$  sont inversement et linéairement reliés. Ainsi, un couvert bien alimenté en eau et donc à forte évapotranspiration réelle (proche de l'évapotranspiration potentielle) aura une température de surface presque égale à la température de l'air, à cause de l'effet réfrigérant de la chaleur latente de vaporisation de l'eau. ETR devient alors grand par rapport à  $G$  et  $H$ . Par contre, un couvert en état de stress hydrique et donc à faible évapotranspiration réelle, aura une température de surface supérieure à celle de l'air. Dans ce cas, c'est le flux de chaleur sensible ( $H$ ) qui devient grand par rapport à  $G$  et ETR.

La relation entre l'évapotranspiration et  $T_s - T_a$  a fait l'objet de nombreux travaux pour le suivi de l'état hydrique des cultures agricoles. Jackson *et al.* (1977) ont notamment proposé une relation linéaire qui simplifie l'équation 1.22 en permettant d'estimer l'évapotranspiration réelle journalière à partir de  $T_s - T_a$  mesuré en milieu de journée, quand les contrastes entre la température de surface et celle de l'air sont maximaux:

$$ETR_j = R_{Nj} + a - b(T_s - T_a) \quad (1.23)$$

- où  $ETR_j$  = évapotranspiration réelle journalière ( $\text{mm} \cdot \text{jour}^{-1}$ ),  
 $R_{Nj}$  = rayonnement net journalier ( $\text{mm} \cdot \text{jour}^{-1}$ ),  
 $a$  = paramètre d'ajustement ( $\text{mm} \cdot \text{jour}^{-1}$ ),  
 $b$  = paramètre d'ajustement ( $\text{mm} \cdot \text{jour}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ),  
 $T_s$  = température de surface ( $^\circ\text{C}$ ),  
 $T_a$  = température de l'air maximale ( $^\circ\text{C}$ ).

Cette dernière relation est semi-empirique, parce que ses paramètres d'ajustement ont une signification physique, tout en étant estimées par régression à partir d'observations. Ainsi,  $b$  est fonction de la rugosité du couvert végétal, comme le montre la formule suivante (Lagouarde, 1990):

$$b = \frac{0,185 \log z_o + 2,455}{-1,836 \log z_o + 10,0} \quad (1.24)$$

- où  $b$  = paramètre d'ajustement ( $\text{mm} \cdot \text{jour}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ),  
 $z_o$  = rugosité du couvert végétal (cm).

La relation 1.23 a l'avantage d'être plus analytique qu'une simple relation statistique, tout en restant suffisamment simple pour être utilisée à l'échelle régionale avec des données satellitaires. Cependant, afin de diminuer sa variabilité, elle doit être intégrée sur une période de  $n$  jours (Seguin *et al.*, 1991):

$$\sum ETR_j = \sum R_{Nj} + na - b \sum (T_s - T_a) \quad (1.25)$$

Le dernier terme de l'équation 1.25, soit  $T_s - T_a$  cumulé sur une période de plusieurs jours ( $\sum (T_s - T_a)$ ), définit l'indice de stress hydrique *Stress Degree Day (SDD)* (Idso *et al.*, 1977; Jackson *et al.*, 1977). Cet indice traduit bien l'évolution de l'état hydrique d'une culture, comme le montre

la figure 1.9. Au niveau régional, il permet notamment de déterminer l'intensité des épisodes de sécheresse comme au Sahel (Seguin *et al.*, 1989) ou en France (Savane *et al.*, 1989), ainsi que les variations spatiales et inter-annuelles des sécheresses (Savane *et al.*, 1989).

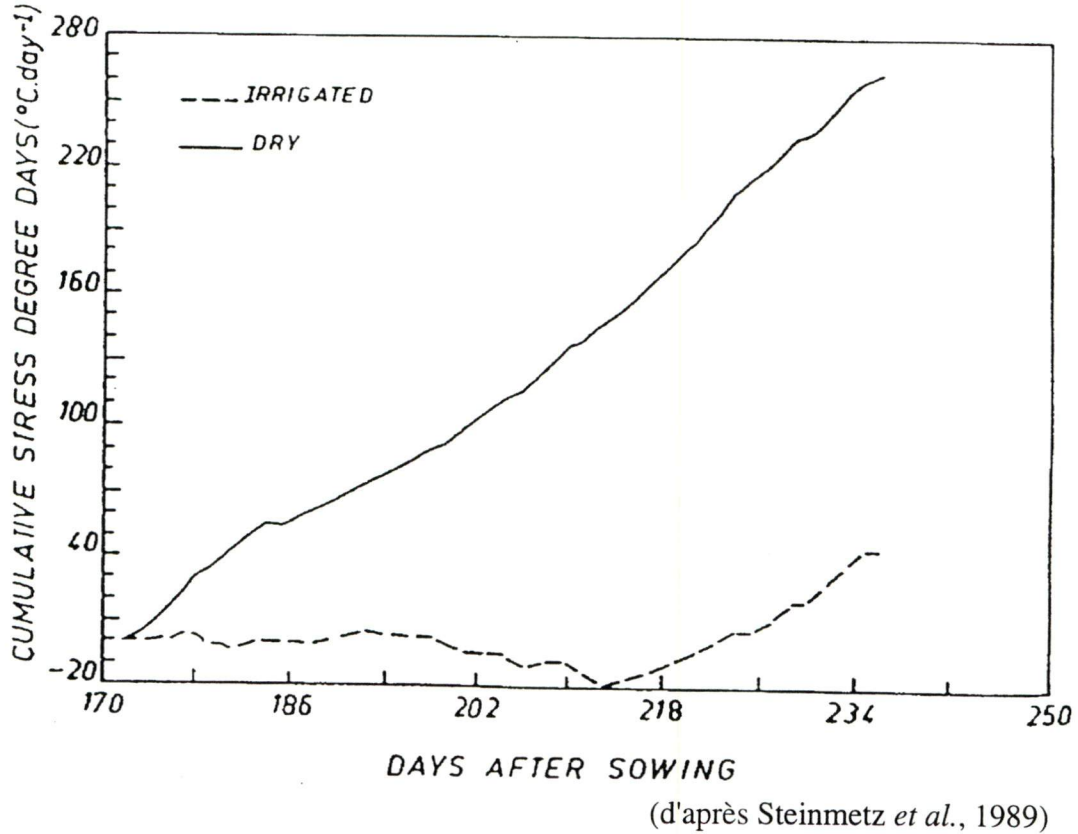


Figure 1.9: Évolution de  $\sum(T_s - T_a)$  pour des couverts de blé en sec et en irrigué.

Bien que la figure 1.9 montre une bonne relation entre  $T_s - T_a$  et l'évolution de l'état hydrique d'un couvert végétal, un meilleur indicateur du stress hydrique est le rapport entre l'évapotranspiration réelle et l'évapotranspiration potentielle de la végétation ( $ETR/ETP$ ), car il représente physiquement la satisfaction des besoins en eau des végétaux. Ainsi, plus ce rapport diminue, plus la végétation est sèche et plus le stress hydrique augmente.  $ETR$  peut être obtenue par l'équation 1.22 ou 1.23 à partir du rayonnement net, de la température de surface et de la température de l'air, alors que  $ETP$  peut être calculée par la formule suivante à partir, entre autres, de données d'humidité de l'air et de vitesse du vent (Perrier, 1975; Jackson *et al.*, 1981; Vidal *et al.*, 1994a):

$$ETP = \frac{P' R_N + \gamma E_a}{P' + \gamma(1 + r_o/r_a)} \quad (1.26)$$



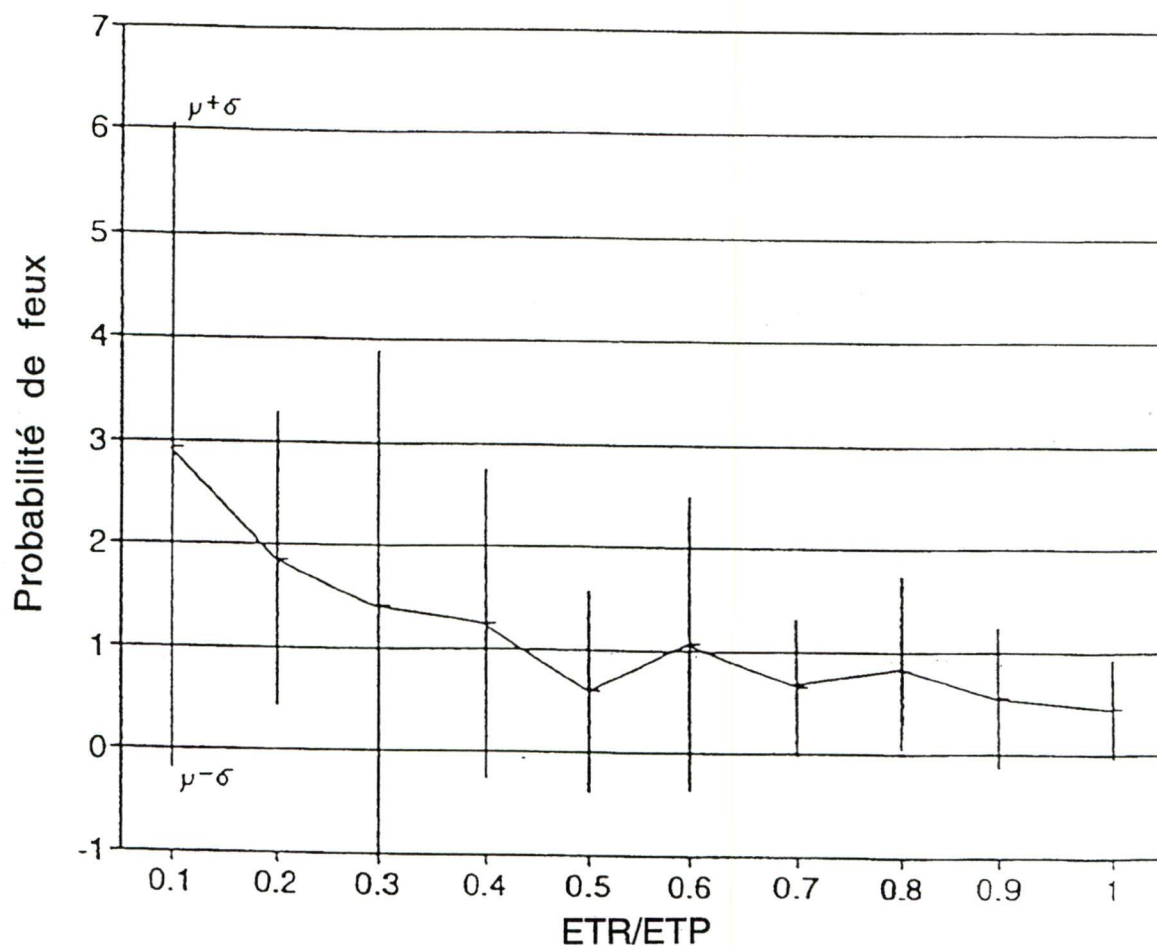
$$\text{avec } E_a = 18(P - e_a)/r_a \quad (1.27)$$

- où
- ETP = évapotranspiration potentielle ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ),
  - P = pression de vapeur saturante (mbar),
  - P' = dérivée de la pression de vapeur saturante ( $\text{Pa} \cdot \text{K}^{-1}$ ),
  - R<sub>N</sub> = rayonnement net ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ),
  - γ = constante psychrométrique ( $\text{Pa} \cdot \text{K}^{-1}$ ),
  - E<sub>a</sub> = pouvoir évaporant de l'air ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ ),
  - e<sub>a</sub> = pression de vapeur d'eau (mbar),
  - r<sub>o</sub> = résistance structurale du couvert végétal ( $\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$ ),
  - r<sub>a</sub> = résistance aérodynamique du couvert végétal ( $\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$ ).

La plupart des études de télédétection utilisant la température de surface comme indicatrice de l'état hydrique de la végétation ont surtout été réalisées sur des cultures agricoles ayant une configuration régulière. L'application de l'infrarouge thermique pour le suivi de l'état hydrique de la forêt pose cependant quelques problèmes compte tenu de la nature du couvert forestier. Ainsi, la hauteur et la structure de ce dernier ne permettent plus de le considérer comme une surface mince, mais font intervenir un niveau supplémentaire d'absorption du rayonnement et d'échanges convectifs entre le sol et la strate supérieure (Seguin, 1990). De plus, à cause de sa hauteur, sa résistance aérodynamique est faible par rapport à sa résistance structurale, alors que dans le cas de couverts herbacés, elles sont environ égales (figure 1.8) (BOREAS, 1991). De ce fait, l'écart  $T_s - T_a$  pour un couvert forestier est plus petit que dans le cas d'un couvert herbacé, ce qui entraîne une plus faible sensibilité de la variation de la température de surface en fonction de l'évapotranspiration. Cette sensibilité moindre est toutefois contrebalancée par le fait que la couverture forestière n'est, en général, jamais totalement couvrante, en laissant apparaître des zones de tapis végétal dont l'état hydrique est déterminant pour le danger d'incendie (Seguin, 1990).

Par ailleurs, dans le cas d'un couvert forestier, pour calculer  $T_s - T_a$ , on doit corriger la température de l'air des effets de l'altitude et de l'abri météorologique. En effet, la température de l'air étant mesurée à la hauteur standard de 2 m dans des stations météorologiques qui peuvent être situées à des altitudes différentes que les peuplements forestiers étudiés, il faut corriger  $T_a$  en tenant compte de la décroissance de la température de 0,6 °C par 100 m d'altitude (Running *et al.*, 1987). Il faut de plus considérer que  $T_a$  au-dessus des arbres est inférieure de 2 °C à  $T_a$  mesurée sous abri météorologique (Prosper-Laget *et al.*, 1995).

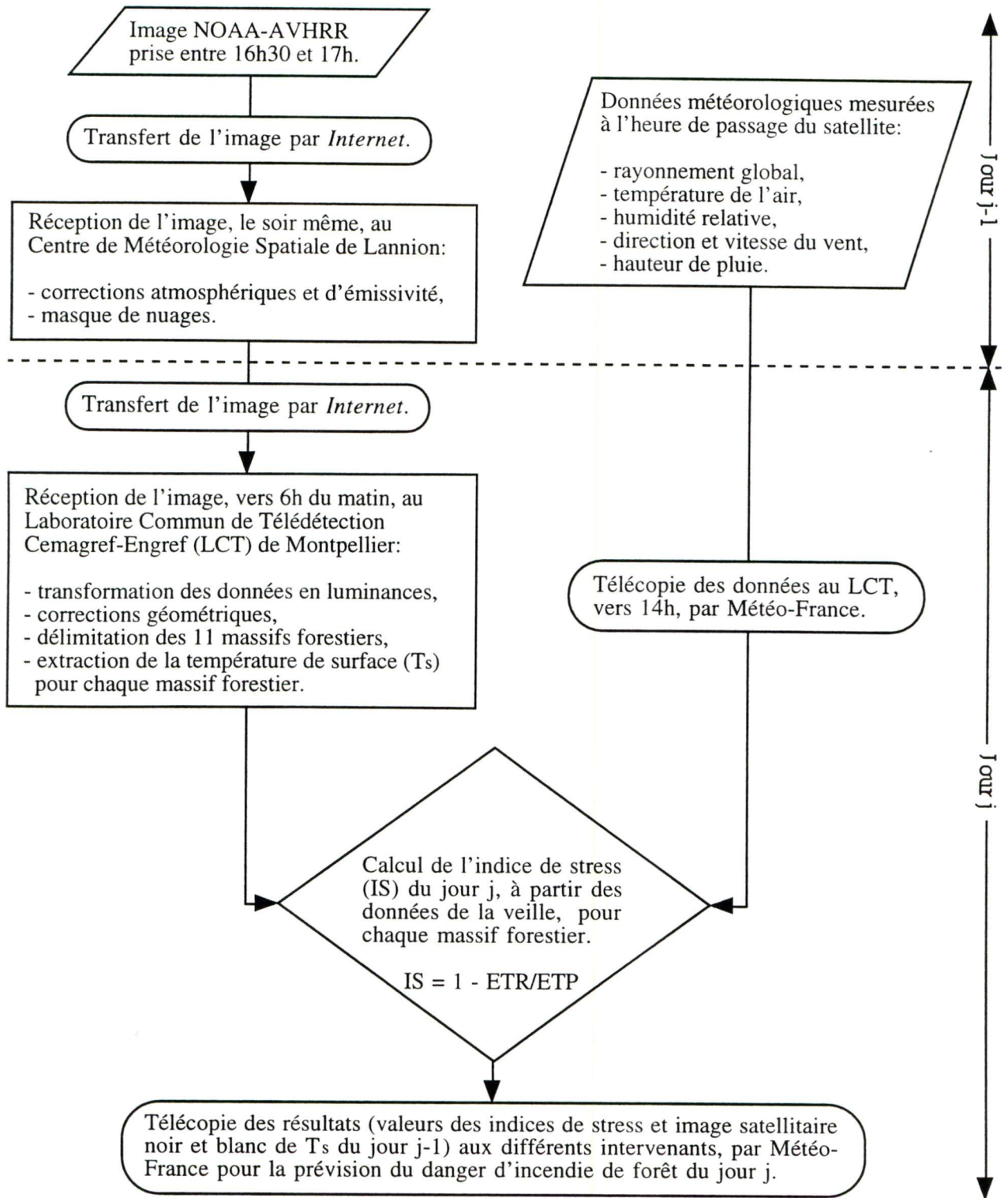
Malgré les limitations précédentes, le rapport ETR/ETP a été utilisé par Vidal *et al.* (1994a) pour évaluer le danger d'incendie dans le cas de forêts méditerranéennes françaises à partir d'images infrarouges thermiques NOAA-AVHRR. Les auteurs ont noté une augmentation de la probabilité de feux, lorsque le rapport entre ETR et ETP diminuait (figure 1.10).



(d'après Vidal *et al.*, 1994a)

Figure 1.10: Relation entre la probabilité de feux et le rapport ETR/ETP dans le cas du massif forestier des Maures (France).

Il y a toutefois une grande variabilité autour de la moyenne. Ainsi, pour une même valeur de ETR/ETP, plusieurs probabilités de feux sont possibles, surtout si ETR/ETP est faible (figure 1.10). Durant l'été 1994, ce rapport a tout de même été utilisé opérationnellement comme indice de stress hydrique pour la prévision quotidienne du danger d'incendie de 11 massifs forestiers méditerranéens français, selon la procédure décrite à la figure 1.11 (Desbois, 1994).



(inspiré de Desbois, 1994)

Figure 1.11: Calcul, en temps réel, de l'indice de stress hydrique ( $1 - ETR/ETP$ ) pour la prévision quotidienne du danger d'incendie de forêt tel qu'essayé opérationnellement durant l'été 1994 sur 11 massifs forestiers méditerranéens français.



L'utilisation de données thermiques pour évaluer l'état hydrique de la végétation est basée sur une relation analytique entre l'évapotranspiration réelle et  $T_s - T_a$  (équation 1.22). Cependant, cette relation n'est valable que pour une couverture végétale totalement couvrante. Dans le cas de notre région d'étude, les peuplements forestiers étudiés ont un taux de couverture inférieur à 100% vu qu'ils sont situés, soit à la limite nord de la forêt boréale, ou soit dans la forêt de transition entre la forêt boréale et la toundra. Dans ce cas, la température de surface mesurée par un capteur infrarouge thermique sur de tels peuplements est un mélange de la température de surface de la canopée, ainsi que de celle du sous-bois et du sol nu. Afin de déterminer l'état hydrique des aiguilles de la canopée, il est donc nécessaire d'extraire la composante canopée de la température de surface totale mesurée par le capteur. Ceci peut se faire en tenant compte à la fois de données optiques, qui sont un bon indicateur du taux de couverture, et de données thermiques, qui sont un bon indicateur de l'état hydrique de la végétation, comme dans le cas des études plus récentes sur l'utilisation de la télédétection dans le but d'évaluer le danger d'incendie de forêt, qui vont maintenant être présentées.

#### **1.4. Télédétection optique et thermique de l'état hydrique de la végétation**

Dans le cas d'un couvert végétal partiellement couvrant, nous venons de voir qu'il était important de séparer le signal satellitaire entre ses composantes végétation et sol nu. En effet, ces deux éléments ont des températures de surface différentes, de par leur nature (Bonn et Rochon, 1992) et leur état hydrique qui peut être fort différent. Ainsi, plus le taux de couverture augmente, plus la température de surface totale diminue, à cause d'une plus grande perte de chaleur latente vers l'atmosphère due à une plus grande transpiration par la végétation (Goward *et al.*, 1985; Guyot, 1989). Le taux de couverture peut être estimé à partir de données optiques. Celles-ci sont acquises en même temps que les données thermiques par les deux satellites actuels fonctionnant dans l'infrarouge thermique, soit NOAA-AVHRR et LANDSAT-TM. Les données optiques sont souvent transformées en indices de végétation, comme le NDVI. Le NDVI peut être un bon indicateur du taux de couverture à condition, cependant, que la relation entre le NDVI et le taux de couverture soit presque linéaire, comme montré par Carlson *et al.* (1994). En effet, le NDVI est très sensible au sol (Baret and Guyot, 1991), au sous-bois de la forêt boréale (Chen and Cihlar, 1996) et à la présence de lichens dans les forêts nordiques (Granberg, 1997). Le NDVI est également sensible aux changements de couleurs du couvert dus à la sénescence de la végétation (Cyr *et al.*, 1991) ou aux maladies (Malthus *et al.*, 1991), et aux effets d'ombre qui peuvent être importants à des latitudes élevées (Leblon *et al.*, 1996) parce que le NDVI est un meilleur indicateur de l'état de verdure du couvert végétal, qui est relié à l'indice

foliaire (Leblon *et al.*, 1993), que du taux de couverture. De plus, la relation entre le NDVI et le taux de couverture est non linéaire quand le NDVI est mis à l'échelle par rapport aux valeurs de NDVI d'un sol nu et d'un couvert totalement couvrant (Gillies and Carlson, 1995; Carlson and Ripley, 1997).

Étant donné qu'une augmentation du taux de couverture s'accompagne d'une baisse de la température de surface totale, Moran *et al.* (1994) propose le *Vegetation Index / Temperature (VIT) Trapezoid* (figure 1.12) pour représenter toutes les combinaisons possibles des paires Indice de végétation /  $T_s - T_a$ , l'indice de végétation étant un indicateur du taux de couverture et  $T_s - T_a$  de l'état hydrique du couvert végétal.

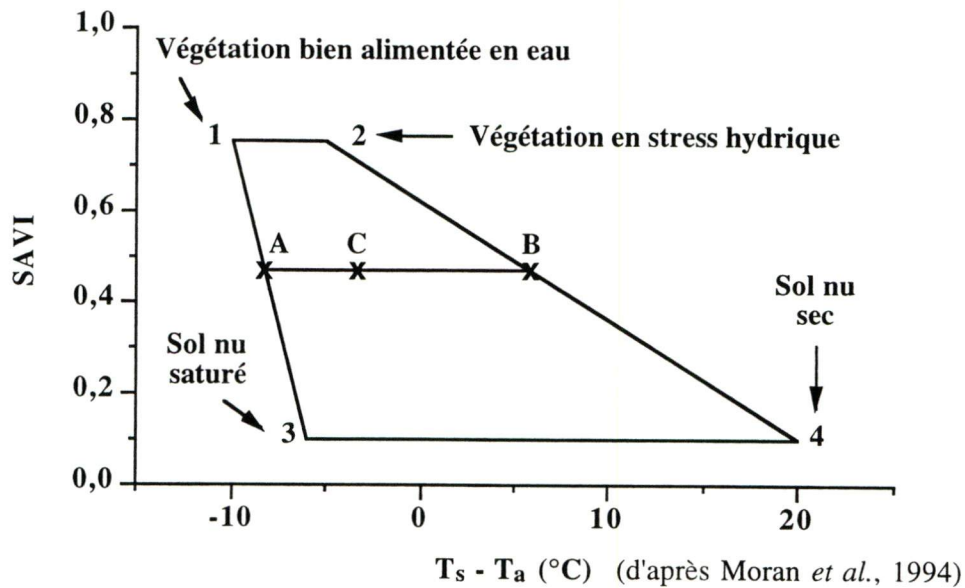


Figure 1.12: Le *Vegetation Index / Temperature Trapezoid* résultant de la relation entre l'indice de végétation SAVI et  $T_s - T_a$ . Le WDI (*Water Deficit Index*) au point C est égal au rapport AC/AB.

À partir de ce concept de trapèze, ces auteurs définissent le *Water Deficit Index (WDI)* qui permet d'estimer le stress hydrique de couverts végétaux en fonction de leur taux de couverture. WDI est fonction du rapport ETR/ETP qui est calculé à partir de  $T_s - T_a$  selon (Moran *et al.*, 1994; Vidal and Devaux-Ros, 1995):

$$\begin{aligned} \text{WDI} &= 1 - \text{ETR/ETP} \\ &= 1 - \frac{(T_s - T_a) - (T_s - T_a)_{\text{sec}}}{(T_s - T_a)_{\text{humide}} - (T_s - T_a)_{\text{sec}}} \end{aligned} \quad (1.28)$$



- où WDI = Water Deficit Index [0, 1],  
 ETR = évapotranspiration réelle ( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ),  
 ETP = évapotranspiration potentielle ( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ),  
 $T_s$  = température de surface ( $^{\circ}\text{C}$ ),  
 $T_a$  = température de l'air ( $^{\circ}\text{C}$ ).

Les indices sec et humide correspondent respectivement aux limites droite et gauche du trapèze VIT (figure 1.12).

WDI a aussi une représentation graphique donnée par:

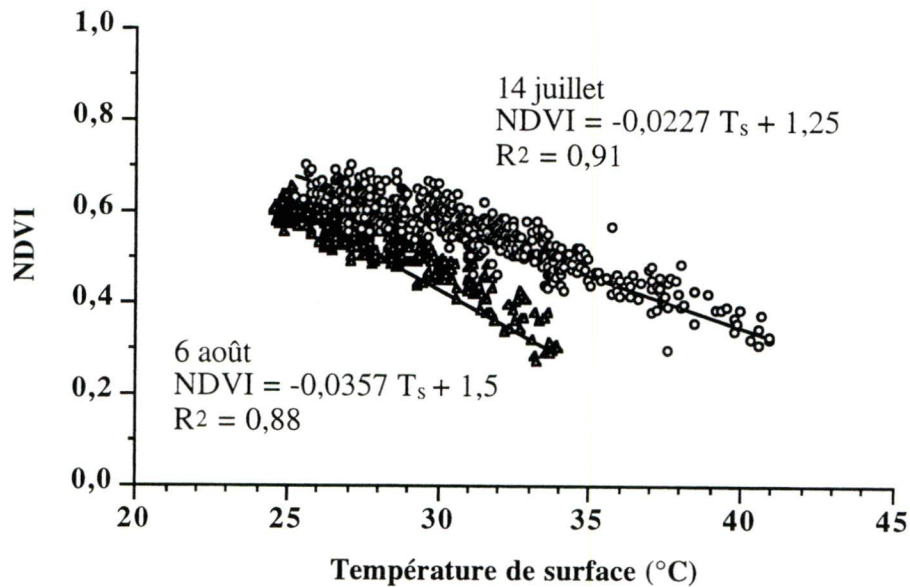
$$\begin{aligned} \text{WDI}_C &= 1 - \text{BC}/\text{AB} \\ &= \text{AC}/\text{AB} \end{aligned} \quad (1.29)$$

- où  $\text{WDI}_C$  = Water Deficit Index au point C [0, 1],  
 BC, AB, AC = distances représentées sur le trapèze VIT (figure 1.12).

Deux cas particuliers peuvent être déduits du trapèze VIT. Ainsi, dans le cas de couverts végétaux totalement couvrants, WDI devient égal au *Crop Water Stress Index (CWSI)* de Idso *et al.* (1981) et de Jackson *et al.* (1981), un indice utilisé pour détecter le stress hydrique des cultures agricoles totalement couvrantes. CWSI et WDI, calculés à partir d'images LANDSAT-TM, ont été comparés aux probabilités de feux dans le cas de forêts méditerranéennes françaises (Vidal and Devaux-Ros, 1995). Ces deux indices ont donné des résultats similaires pour prévoir les départs de grands feux parce que les massifs forestiers étudiés avaient un taux de couverture proche de 100%. Cependant, WDI a été le seul indice capable de décrire précisément l'état hydrique du complexe sol-végétation.

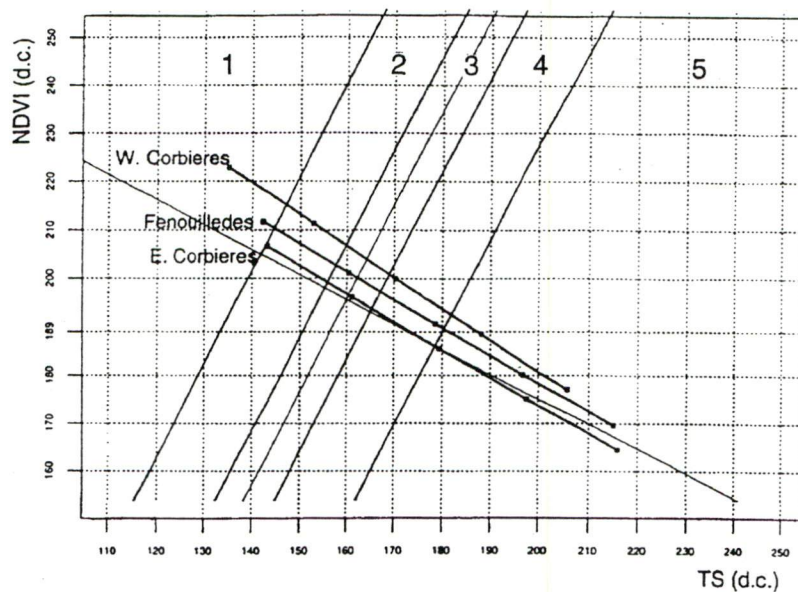
Un autre cas particulier est la relation linéaire inverse entre le NDVI et la température de surface trouvée par Nemani et Running (1989) (figure 1.13), dans le cas d'une forêt de conifères au Montana, et par Carlson *et al.* (1990), dans le cas de cultures agricoles, qui est incluse dans le trapèze VIT. Nemani et Running (1989) suggèrent que la pente négative de cette relation linéaire est liée au rapport entre le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente et qu'elle pourrait donc être utilisée pour estimer l'évapotranspiration de la végétation forestière à l'échelle régionale. Appliquée au suivi du danger d'incendie de forêt, cette relation linéaire inverse a permis à Prosper-Laget *et al.* (1994) de déterminer, en région forestière méditerranéenne française, cinq classes de danger d'incendie, à partir d'images NOAA-AVHRR (figure 1.14).





(d'après Nemani and Running, 1989)

Figure 1.13: Relations entre l'indice de végétation NDVI et la température de surface calculés à partir d'images NOAA-AVHRR dans le cas d'une forêt de conifères au Montana (USA) pour deux journées correspondant à des conditions sèches (14 juillet) et humides (6 août).



(d'après Prosper-Laget *et al.*, 1994)

Figure 1.14: Classes de danger d'incendie dans le cas de trois massifs forestiers méditerranéens français à l'été 1990 (classe 1 = aucun danger, classe 2 = danger faible, classe 3 = danger moyen, classe 4 = danger élevé, classe 5 = danger très élevé).

De même, le rapport NDVI/T<sub>s</sub>, obtenu à partir d'images NOAA-AVHRR, a été corrélé à l'Indice du combustible léger de la Méthode canadienne de l'indice forêt-météo dans le cas de la Prairie et de la forêt boréale canadienne (Dominguez *et al.*, 1994), à l'évapotranspiration potentielle de forêts méditerranéennes (Martin *et al.*, 1994) et à la teneur en eau de trois espèces arbustives de forêts méditerranéennes espagnoles (Alonso *et al.*, 1995). Cependant, dans le cas de la toundra et des zones de transition entre la toundra et la taïga québécoise, Goïta *et al.* (1997) trouvent des relations linéaires positives entre le NDVI et la température de surface calculés à partir d'images NOAA-AVHRR. Deux raisons peuvent expliquer ces corrélations positives: 1) les régions arctiques et subarctiques ont un rayonnement net plus faible que la forêt boréale à cause principalement de leurs albédos plus élevés et 2) les régions arctiques et subarctiques ont une transpiration plus faible dû à une végétation peu dense et à la présence accrue de mousses et de lichens.

Nous venons de voir qu'il était possible d'estimer le stress hydrique de couverts végétaux à partir de données thermiques, mais qu'il fallait tenir compte de l'influence de leur taux de couverture sur la température de surface en considérant en même temps les données optiques, particulièrement dans le cas de couverts peu couvrants, tels que les peuplements forestiers de notre région d'étude. Nous allons maintenant appliquer cette méthode à des données acquises durant la saison des feux de forêt de 1994 dans notre région d'étude située dans le bassin du fleuve Mackenzie aux Territoires du Nord-Ouest.

## 1.5. Conclusion

Dans une perspective de prévision du danger d'incendie de forêt, le présent mémoire a pour objectif général d'étudier les potentialités de la télédétection satellitaire dans le suivi de l'état hydrique de la végétation forestière. L'objectif spécifique est d'estimer, entre la fonte des neiges et la première chute de neige, l'humidité foliaire mesurée en 1994 dans des peuplements d'épinette blanche, d'épinette noire et de pin gris localisés sur sept sites le long du fleuve Mackenzie (Territoires du Nord-Ouest) à l'aide d'images optiques et thermiques NOAA-AVHRR.

Les trois hypothèses qui sous-tendent cette étude sont les suivantes:

1. la végétation forestière subit un stress hydrique suffisamment important pour modifier de façon significative sa réponse spectrale dans l'optique et le thermique;

2. les propriétés des bandes optiques et thermiques de l'imagerie NOAA-AVHRR, ainsi que sa haute répétitivité temporelle (12 h), permettent de suivre l'évolution de l'état hydrique de la végétation forestière;
3. l'estimation de l'humidité foliaire par les données optiques et thermiques NOAA-AVHRR est meilleure que celle déduite de la Méthode canadienne de prévision du comportement des incendies de forêt.

Cette étude vise à une meilleure compréhension des relations entre la teneur en eau de la végétation forestière et des données satellitaires optiques et thermiques. De plus, cette étude permettra d'évaluer les potentialités de l'utilisation opérationnelle de la télédétection satellitaire dans la prévision du danger d'incendie de forêt, particulièrement pour les régions éloignées et difficiles d'accès comme les Territoires du Nord-Ouest. Enfin, cette étude pourra aussi permettre de corriger la méthode d'estimation de l'humidité foliaire de la Méthode canadienne de prévision du comportement des incendies de forêt pour des latitudes supérieures à 60° N.



## 2. Matériel et méthodes

### 2.1. Région et sites d'étude

La région d'étude est située dans le bassin du fleuve Mackenzie aux Territoires du Nord-Ouest entre les latitudes 57° et 71° nord, et les longitudes 110° et 135° ouest. Elle est localisée sur la figure 2.1.

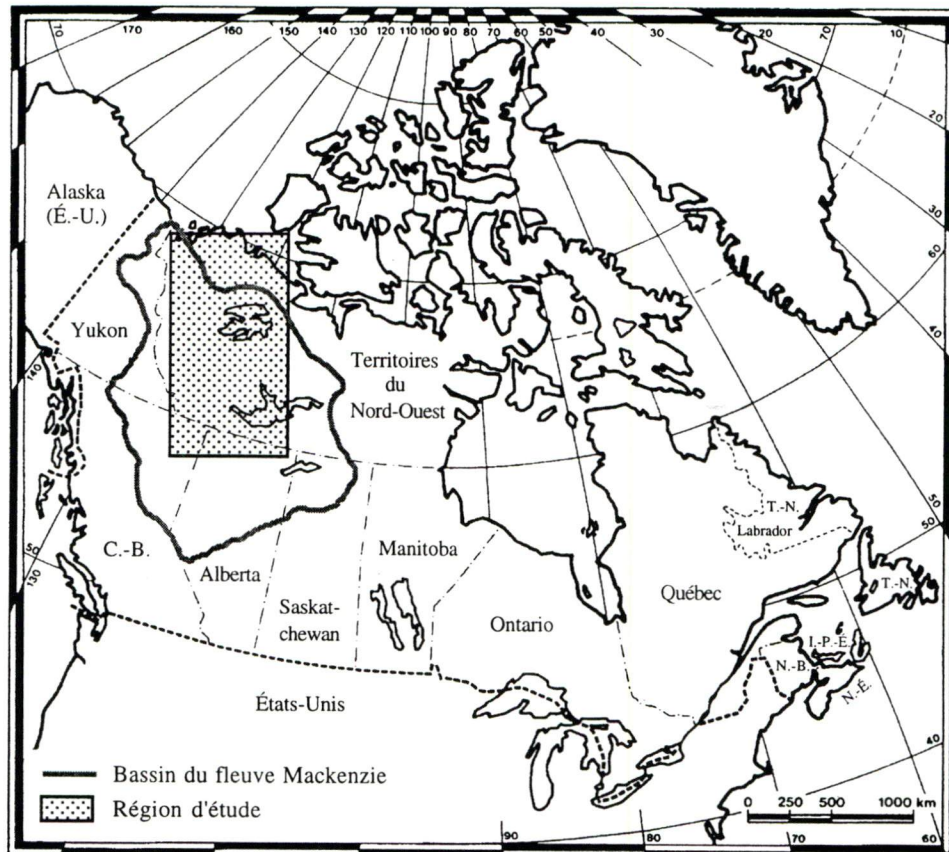


Figure 2.1: Délimitation du bassin hydrographique du fleuve Mackenzie et de la région d'étude correspondant à une imagerie NOAA-AVHRR.

Le bassin du fleuve Mackenzie comprend quatre principales régions physiographiques, soit la Cordillère de l'ouest, la Plaine intérieure, le Bouclier précambrien et la Plaine côtière arctique. Le plus haut sommet du bassin, le Mont Sir James MacBrien, culmine à 2 773 m dans les Monts Mackenzie (Krauss, 1995). Les principales variables hydroclimatiques du bassin du fleuve Mackenzie sont présentées au tableau 2.1.

Tableau 2.1: Principales variables hydroclimatiques du bassin du fleuve Mackenzie.

Variable hydroclimatique	Moyenne annuelle (mm·an <sup>-1</sup> )		
	Nord du bassin	Sud du bassin	Tout le bassin
Précipitation	< 300	300 à 400	410
Évaporation	< 200	500 à 600	237 (58% de la précipitation totale)
Évapotranspiration	100	350 à 400	-----
Ruissellement	100 à 200	< 100	173 (42% de la précipitation totale)

(d'après Krauss, 1995)

Même si le bassin hydrographique du fleuve Mackenzie est le deuxième plus grand en Amérique du Nord avec une superficie de 1,787 millions de km<sup>2</sup>, soit environ 18% de la superficie totale du Canada (figure 2.1) et même si le fleuve Mackenzie a une longueur de 4 240 km et un débit annuel moyen de 9 088 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>, le bassin du fleuve Mackenzie n'est pas à l'abri des feux de forêt. En effet, toute l'eau présente dans la région est indisponible sous forme liquide la majeure partie de l'année, entre autres, parce que le pergélisol couvre une partie importante du bassin et parce que le fleuve Mackenzie, qui se jette dans la mer de Beaufort, et ses tributaires sont gelés de novembre à juin (Krauss, 1995). Ainsi, entre 1980 et 1989, un nombre élevé de feux de forêt sont survenus dans le bassin du fleuve Mackenzie (figure 2.2).

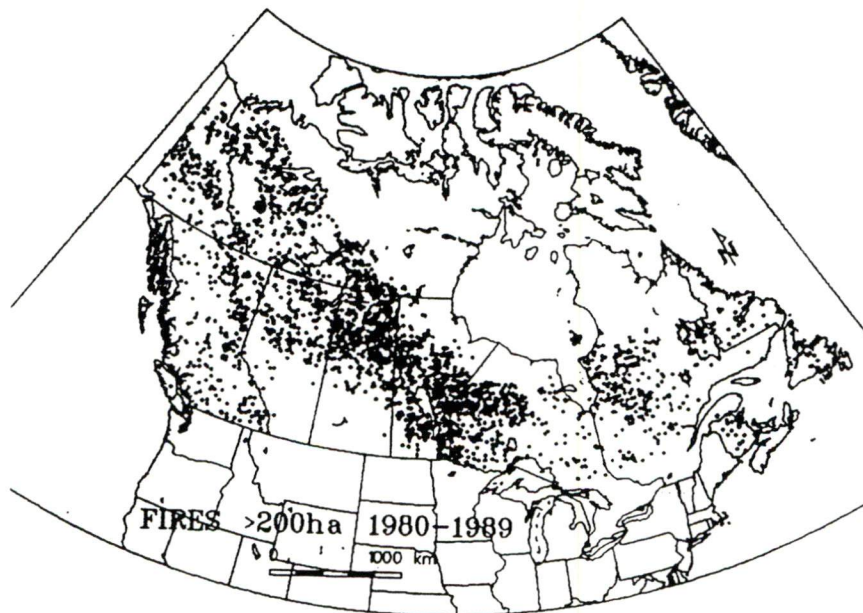
(tiré de Canadian Forest Service *et al.*, 1996)

Figure 2.2: Distribution des feux de forêt plus grands que 200 ha entre 1980 et 1989 au Canada.



En 1994, 48,7% des surfaces brûlées au Canada, l'ont été dans les Territoires du Nord-Ouest par un petit nombre d'incendies brûlant par contre de très vastes superficies, soit une moyenne de 4 800 ha de terres forestières par feu, comparativement à la moyenne canadienne de 636 ha par feu (Conseil canadien des ministres des forêts, 1997). La foudre a été la cause d'incendie à l'origine de presque la totalité des surfaces brûlées en 1994 aux Territoires du Nord-Ouest, soit 99,7% (Conseil canadien des ministres des forêts, 1997). De plus, advenant un réchauffement global du climat dû à une hausse de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, on prévoit, de l'an 2010 à l'an 2050, une augmentation d'environ 160% de la superficie incendiée dans le bassin du fleuve Mackenzie (figure 2.3) (Rothman and Herbert, 1997).

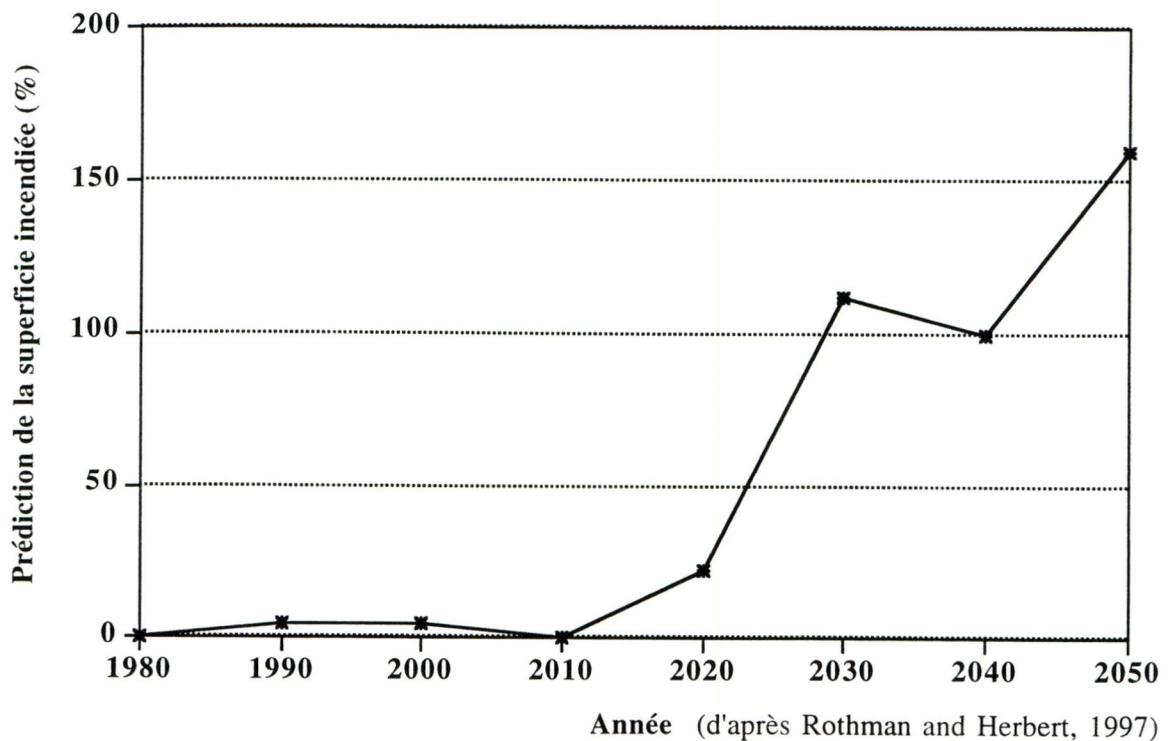


Figure 2.3: Prédiction de la superficie incendiée dans le bassin du fleuve Mackenzie advenant un réchauffement global du climat.

Cette prédiction a été faite 1) en utilisant le rapport entre les superficies incendiées et l'indice forêt-météo de la Méthode canadienne de l'indice forêt-météo, calculé à partir de données historiques entre 1951 et 1980 pour les régions de Fort Smith et Yellowknife; 2) en utilisant les changements de températures et de précipitations, et donc de l'indice forêt-météo, prévus par le scénario de doublement de  $\text{CO}_2$  atmosphérique du *Goddard Institute* et 3) en supposant que les probabilités de départs de feux demeurent les mêmes dans le futur (Hartley and Marshall, 1997; Kadonaga, 1997).



Du point de vue de la végétation, la région d'étude est située au sud de la toundra, soit dans la forêt de transition et dans le nord de la forêt boréale (figure 2.4). Sept sites distribués le long du fleuve Mackenzie dans cette région ont été étudiés. Ceux-ci diffèrent quant aux types de peuplements de conifères étudiés et à leur localisation géographique (tableau 2.2). Tous les sites sont situés à la limite nord de la forêt boréale, excepté Yellowknife qui est situé dans la forêt de transition (figure 2.4). Les sites d'étude ont été choisis selon les critères suivants: 1) proximité d'une station météorologique; 2) disponibilité en personnel et 3) bonne répartition géographique.

Tableau 2.2: Caractéristiques géographiques des sites d'étude.

Site	Conifère	Latitude nord	Longitude ouest	Altitude (m)
Fort Smith	Épinette blanche	60°03'45"	112°13'06"	180
	Épinette noire	60°00'54"	112°15'04"	185
	Pin gris	60°00'36"	112°12'11"	185
Yellowknife	Épinette blanche et Épinette noire	62°31'	114°11'	183
	Pin gris	62°32'	114°09'	183
Hay River	Épinette blanche	60°34'	116°08'	250
	Épinette noire et Pin gris	60°31'	116°15'	278
Fort Simpson	Épinette blanche, Épinette noire et Pin gris	61°58'	121°36'	130
Lone Mountain	Épinette blanche et Pin gris	62°16'	123°33'	274
Norman Wells	Épinette blanche	65°17'47"	126°52'51"	61
	Épinette noire	65°16'58"	126°46'30"	70
Inuvik	Épinette blanche	68°18'50"	133°31'57"	53
	Épinette noire	68°19'43"	133°37'39"	23

## 2.2. Données

Cette étude utilise des données biologiques, météorologiques et satellitaires énumérées au tableau 2.3 et qui ont été acquises durant la saison des feux de forêt de 1994 pour chacun des sites du tableau 2.2. Ces données ont toutes une échelle différente (tableau 2.3).



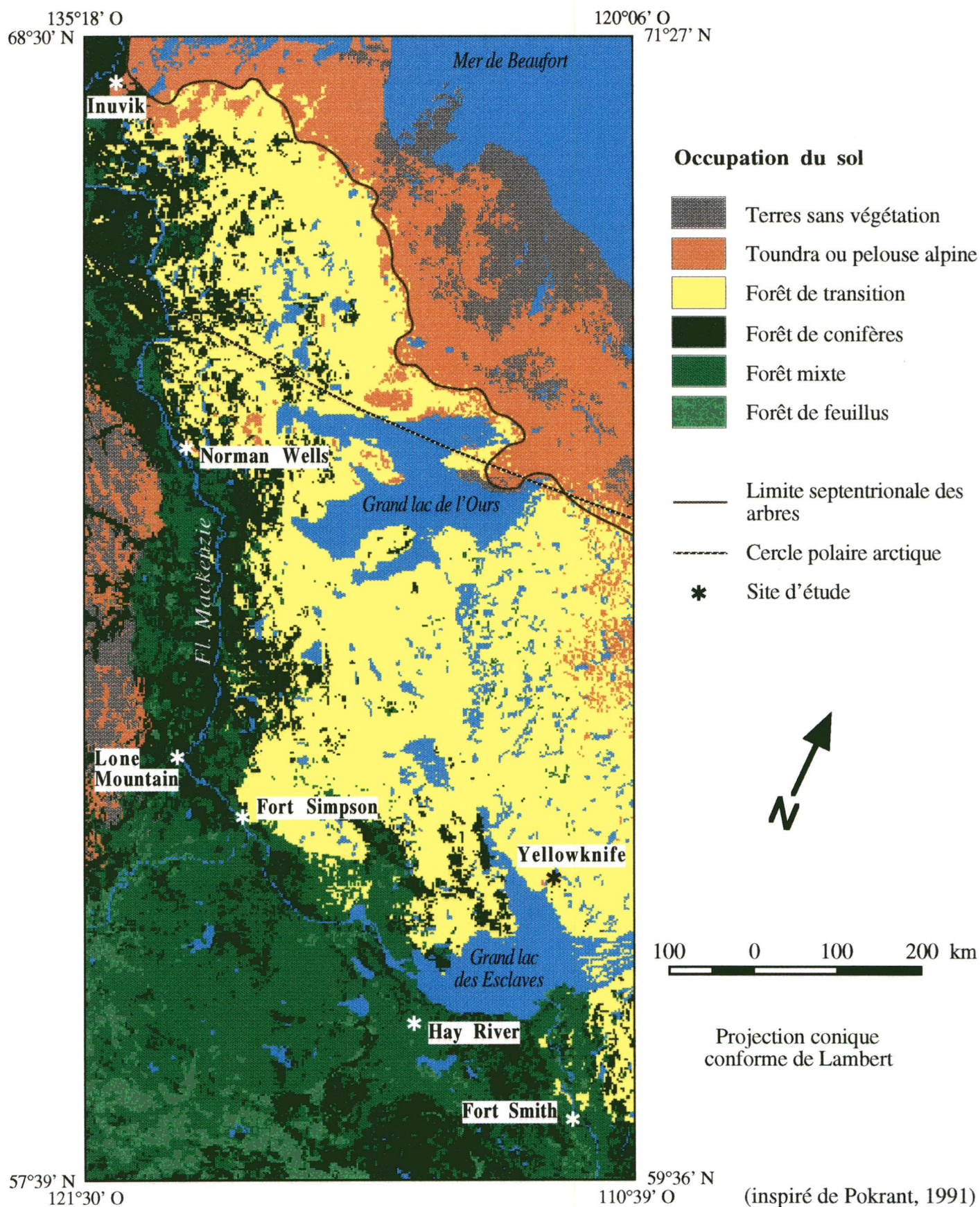


Figure 2.4: Occupation du sol de la région d'étude dérivée d'images NOAA-AVHRR.



Tableau 2.3: Type et échelle des données utilisées dans cette étude.

Type de données	Variable	Échantillon par site	Échelle
Biologiques	<u>Conifères:</u>		
	- Teneur en eau hebdomadaire	Aiguilles de l'année, de 1 an et de 2 ans sur 5 à 10 arbres	< 1 km <sup>2</sup>
	- Diamètre à la hauteur de poitrine	5 à 10 arbres	< 1 km <sup>2</sup>
	- Hauteur de la base de la couronne	5 à 10 arbres	< 1 km <sup>2</sup>
	- Hauteur totale de l'arbre	5 à 10 arbres	< 1 km <sup>2</sup>
	<u>Sous-bois:</u>		
	- Teneur en eau hebdomadaire	Feuilles et rameaux sur 5 à 10 arbustes	< 1 km <sup>2</sup>
Météorologiques	Données et normales journalières: - Température de l'air maximale - Température de l'air minimale - Température de l'air moyenne - Précipitations		Station météorologique (1)
Satellites	- NDVI - Température de surface	Fenêtre de 3x3 pixels sur images optiques et thermiques NOAA 11-AVHRR (2)	9 km <sup>2</sup>
Autre	Localisation des sites d'étude	Carte topographique (3)	1:50 000

(1) liste à l'annexe 1; (2) liste à l'annexe 2; (3) liste à l'annexe 3.

### 2.2.1. Données biologiques

Sept sites distribués le long du fleuve Mackenzie (figure 2.4) ont servi à suivre l'évolution saisonnière de l'état hydrique de trois types de peuplements de conifères (tableaux 2.2 et 2.4), soit des peuplements d'épinettes blanches (*Picea glauca* (Moench) Voss), d'épinettes noires (*Picea mariana* (Mill.) B.S.P.) et de pins gris (*Pinus banksiana* Lamb.) d'une superficie d'environ 1 km<sup>2</sup> chacun. De la fonte des neiges jusqu'à la première chute de neige, des échantillons d'aiguilles de trois classes d'âge ont été prélevés hebdomadairement en 1994, soit des aiguilles de l'année, de un an et de deux ans. Ces dernières ont été recueillies durant l'après-midi de journées non pluvieuses dans le premier tiers en bas de la couronne et sur le côté sud des



arbres. Pour chaque site, environ 25 g d'aiguilles de chaque classe d'âge ont été prélevées par espèce et par date de mesure. Pour chaque site, des échantillons de feuilles et de rameaux de moins de 0,5 cm de diamètre ont également été prélevés hebdomadairement sur quatre espèces arbustives du sous-bois (tableau 2.4), soit l'aulne rugueux (*Alnus rugosa* (DuRoi) Spreng.), le bouleau glanduleux (*Betula glandulosa* Michx.), le saule (*Salix* L.) et le thé du Labrador (*Ledum groenlandicum* Retz.). Pour chaque site, les échantillons d'aiguilles, de feuilles et de rameaux ont été prélevés sur environ cinq à dix arbres et arbustes de chacune des espèces étudiées. Les arbres et arbustes échantillonnés devaient être situés à plus de 10 m d'une route ou d'une grande clairière. Les échantillons ont été mis à l'étuve pendant 24 h à une température de 90 °C et la teneur en eau des aiguilles, des feuilles et des rameaux a été calculée en pourcentage du poids sec de la matière végétale en utilisant la formule suivante:

$$\text{Teneur en eau (\%)} = \frac{\text{Poids frais} - \text{Poids sec}}{\text{Poids sec}} * 100 \quad (2.1)$$

Les valeurs de teneur en eau pour les aiguilles inférieures à 70% n'ont pas été considérées par la suite, car ces valeurs faibles correspondent à des aiguilles mortes. La teneur en eau des aiguilles de chaque classe d'âge a ensuite été utilisée pour calculer l'humidité foliaire moyenne par espèce et par date de mesure. Celle-ci constitue une moyenne simple entre les trois classes d'âge et non pas une moyenne pondérée selon les différentes proportions d'aiguilles de chaque classe d'âge retrouvées dans les arbres qui représente mieux l'état hydrique. Pour chaque arbre échantillonné, le diamètre à la hauteur de poitrine, la hauteur de la base de la couronne et la hauteur totale de l'arbre ont aussi été mesurés en début de saison (tableau 2.4).

### 2.2.2. Données météorologiques

Les données et normales journalières des précipitations et de la température de l'air maximale, minimale et moyenne mesurées dans chacune des stations météorologiques répertoriées à l'annexe 1 ont été utilisées. Ces données ont d'abord servi à comparer l'année 1994 à la normale climatique pour voir si notre année d'étude était anormalement sèche ou humide et chaude ou froide. Les données journalières de la température de l'air maximale ont ensuite servi à calculer l'écart entre la température de surface et celle de l'air. La température de l'air maximale a été choisie pour calculer cet écart, car elle correspond à l'heure de passage du satellite NOAA-AVHRR dans la région d'étude, soit vers le milieu de l'après-midi (annexe 2). La température de l'air maximale a préalablement été corrigée des effets de l'altitude et de l'abri météorologique par la formule suivante:

Tableau 2.4: Caractéristiques biologiques des sites d'étude.

Site	Conifère (1)	Composition arbustive du sous-bois (2)	Date de la fonte des neiges en 1994	Date de la 1 <sup>re</sup> chute de neige en 1994	DHP (3) (cm)	HBC (4) (m)	H (5) (m)	Nombre d'arbres mesurés
Fort Smith	Éb	Bg et S	30 avril	13 octobre	14,78 ± 9,77	1,78 ± 0,64	11,3 ± 5,23	10
	Én	Tl			8,16 ± 1,3	1,58 ± 0,21	6,3 ± 1,11	10
	Pg	Ar			18,38 ± 8,3	2,38 ± 1,02	12,28 ± 2,87	10
Yellowknife	Éb	non disponible	1 mai	15 septembre	13,14 ± 1,54	1,6 ± 0,51	10,88 ± 0,79	5
	Én	Tl			10,5 ± 1,33	non disponible	non disponible	5
	Pg	Ar et S			11,0 ± 1,46	1,64 ± 0,19	6,28 ± 0,7	5
Hay River	Éb	Ar et S	30 avril	13 octobre	17,28 ± 4,38	3,73 ± 3,23	12,25 ± 2,75	4
	Én	Tl			18,72 ± 9,13	0,79 ± 0,7	11,6 ± 3,86	10
	Pg	Ar			18,72 ± 3,95	3,31 ± 2,37	12,9 ± 2,18	10
Fort Simpson	Éb	Ar et S	1 mai	15 septembre	23,36 ± 1,11	1,9 ± 0,82	14,3 ± 3,19	5
	Én	Tl			14,78 ± 2,08	1,48 ± 0,45	10,5 ± 1,12	5
	Pg	Bg			19,64 ± 2,61	1,46 ± 0,67	12,0 ± 1,58	5
Lone Mountain	Éb	Ar, Bg, S et Tl	10 juin	1 septembre	28,83 ± 1,44	non disponible	10,67 ± 2,08	3
	Pg	Ar, Bg, S et Tl			21,5 ± 0,71	non disponible	4,65 ± 0,49	2
Norman Wells	Éb	Ar et Bg	5 mai	5 septembre	12,92 ± 3,33	2,11 ± 0,99	11,35 ± 2,43	10
	Én	S et Tl			6,06 ± 1,42	0,72 ± 0,65	4,7 ± 1,4	5
Inuvik	Éb	Bg	15 mai	20 septembre	6,04 ± 1,62	0,56 ± 0,48	8,26 ± 1,37	5
	Én	Ar, S et Tl			2,86 ± 0,61	0,0 ± 0,0	4,36 ± 1,39	5

(1) Éb = épinette blanche, Én = épinette noire, Pg = pin gris;

(2) Ar = aulne rugueux, Bg = bouleau glanduleux, S = saule, Tl = thé du Labrador;

(3) DHP = diamètre à la hauteur de poitrine (moyenne ± écart-type);

(4) HBC = hauteur de la base de la couronne (moyenne ± écart-type);

(5) H = hauteur totale (moyenne ± écart-type).



$$T_a^* = T_a - \frac{0,6}{100}z - 2 \quad (2.2)$$

- où  $T_a^*$  = température de l'air maximale corrigée des effets de l'altitude et de l'abri météorologique (°C),
- $T_a$  = température de l'air maximale mesurée à la hauteur standard de 2 m dans une station météorologique (°C),
- $0,6/100$  = correction de l'effet de l'altitude (décroissance de  $T_a$  de 0,6 °C par 100 m d'altitude (Running *et al.*, 1987)),
- $z$  = différence d'altitude entre le site d'étude et la station météorologique, ainsi que entre la hauteur du couvert forestier et la hauteur standard de 2 m à laquelle  $T_a$  est mesurée dans les stations météorologiques (m),
- $2$  = correction de l'effet de l'abri météorologique ( $T_a$  au-dessus des arbres est inférieure de 2 °C à  $T_a$  mesurée sous abri météorologique (Prosper-Laget *et al.*, 1995)).

### 2.3. Méthode de traitement des images NOAA-AVHRR

Les images NOAA 11-AVHRR utilisées dans cette étude sont répertoriées à l'annexe 2. Elles ont été acquises aux mêmes dates que les mesures biologiques et proviennent de la base de données du système GEOCOMP (*Geocoding and Compositing System*) (Robertson *et al.*, 1992). Les images sont donc déjà géoréférencées selon la projection conique conforme de Lambert, de sorte qu'aucune correction géométrique n'a dû être effectuée. Chaque image a une résolution au sol de 1 km et est constituée de huit bandes initiales, soit deux bandes optiques (rouge, proche infrarouge), trois bandes infrarouge thermiques et trois bandes de mesures d'angles (angle zénithal solaire, angle zénithal de visée, angle azimutal relatif soleil-capteur). Le traitement des images a été effectué selon la méthode du Centre canadien de télédétection qui est décrite en détails dans Cihlar *et al.* (1997) (figure 2.5). Cette méthode comprend les cinq étapes suivantes:

1. calcul de la réflectance au sommet de l'atmosphère dans les bandes optiques (§ 2.3.1.);
2. correction atmosphérique des bandes optiques (§ 2.3.2.);
3. correction du NDVI des effets de l'angle zénithal solaire (§ 2.3.3.);
4. correction atmosphérique et d'émissivité des bandes infrarouge thermiques (§ 2.3.4.);
5. identification des pixels contaminés par les nuages, les aérosols, la neige ou la glace (§ 2.3.5.).



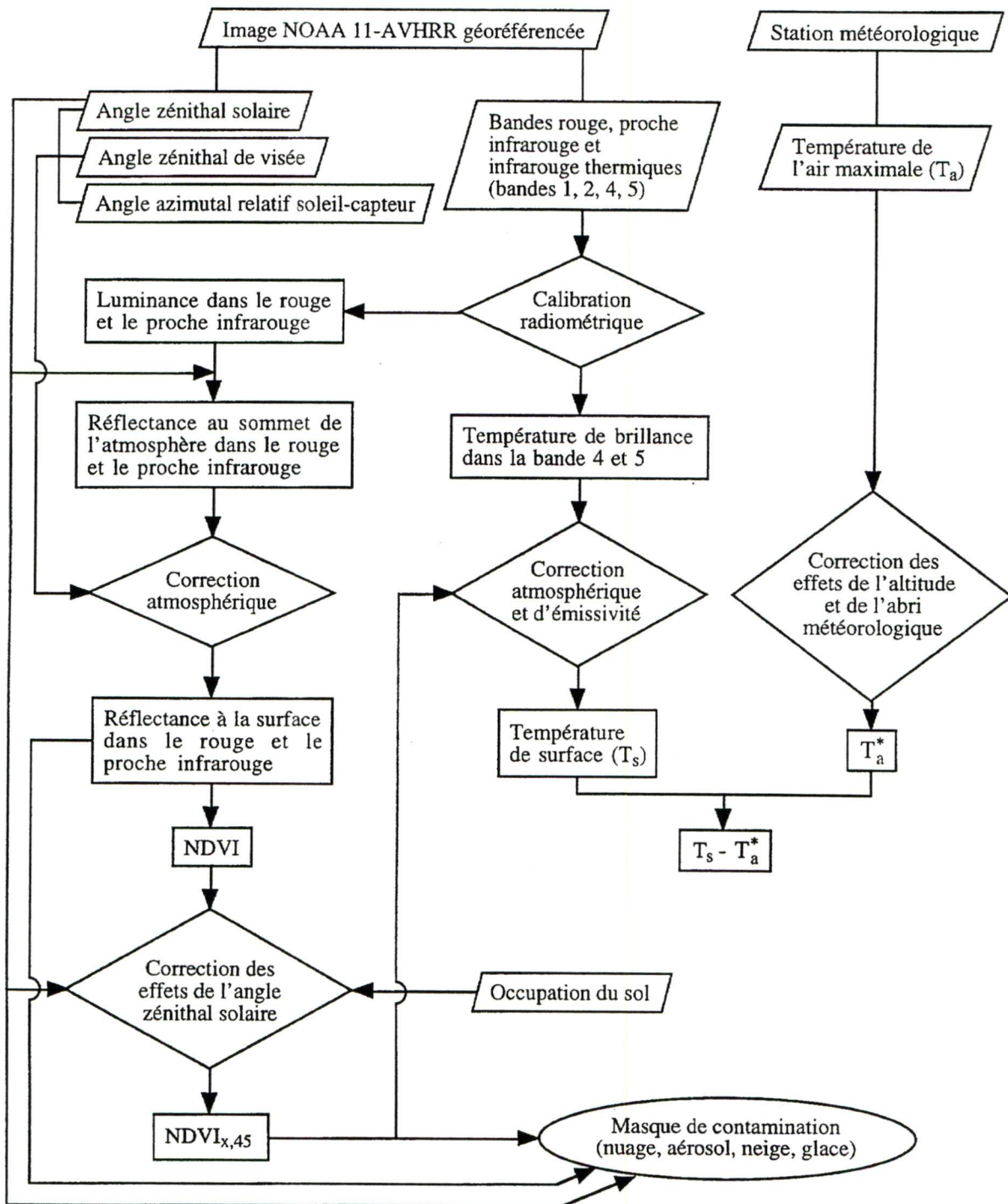


Figure 2.5: Méthode de traitement des images NOAA-AVHRR.

### 2.3.1. Calcul de la réflectance au sommet de l'atmosphère dans les bandes optiques

La réflectance au sommet de l'atmosphère dans le rouge et le proche infrarouge a été calculée à partir de la luminance en utilisant la formule suivante (Teillet, 1992):

$$\rho_i^* = \frac{\pi d_s^2 L_i^*}{E_{0,i} \cos \theta_s} \quad (2.3)$$

$$\text{avec } L_i^* = \frac{D_i - O_i}{G_i} \quad (2.4)$$

où  $\rho_i^*$  = réflectance au sommet de l'atmosphère (sans unité),  
 $d_s$  = distance Terre-Soleil (unité astronomique),  
 $E_{0,i}$  = éclairement solaire exo-atmosphérique ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ ),  
 $\theta_s$  = angle zénithal solaire ( $^\circ$ ),  
 $L_i^*$  = luminance ( $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ ),  
 $D_i$  = degré d'intensité du signal numérique (compte numérique),  
 $O_i$  = coefficient de calibration (compte numérique),  
 $G_i$  = coefficient de gain (compte numérique/ $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ ).  
 L'indice  $i$  se rapporte au numéro de bande (bande 1 = rouge, bande 2 = proche infrarouge).

### 2.3.2. Correction atmosphérique des bandes optiques

Les ondes électromagnétiques réfléchies par la surface terrestre et mesurées par les capteurs satellitaires sont modifiées par les effets d'absorption, de diffusion et de réfraction reliés aux divers constituants de l'atmosphère. Les effets atmosphériques les plus importants dans le rouge et le proche infrarouge sont l'absorption du rayonnement par l'ozone et la vapeur d'eau, et la diffusion par les molécules de gaz (diffusion de Rayleigh) et les aérosols (diffusion de Mie) (Bonn et Rochon, 1992; Cihlar *et al.*, 1997).

L'algorithme de correction des effets atmosphériques utilisé dans cette étude est une version simplifiée du modèle 5S de Tanré *et al.* (1990). Il s'agit du modèle semi-empirique SMAC (*Simplified Method for Atmospheric Correction*) décrit dans Rahman et Dedieu (1994). SMAC a comme principaux paramètres: l'angle zénithal solaire, l'angle zénithal de visée, l'angle

azimutal relatif soleil-capteur, le contenu en ozone et en vapeur d'eau de l'atmosphère, et l'épaisseur optique en aérosols à 550 nm. L'information angulaire est fournie par le système GEOCOMP. On suppose un contenu en ozone de 0,319 cm-atm, un contenu en vapeur d'eau de 2,3 g·cm<sup>-2</sup> et une épaisseur optique de 0,05 (Cihlar *et al.*, 1997). À partir de la réflectance au sommet de l'atmosphère, SMAC permet d'obtenir la réflectance à la surface dans le rouge et le proche infrarouge qui ont servi à calculer le NDVI par:

$$\text{NDVI} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (2.5)$$

où NDVI = NDVI corrigé des effets de l'atmosphère (sans unité),  
 $\rho_1$  = réflectance à la surface dans le rouge (bande 1) (sans unité),  
 $\rho_2$  = réflectance à la surface dans le proche infrarouge (bande 2) (sans unité).

Afin de minimiser les effets de la géométrie de visée sur le NDVI, il serait préférable de calculer le NDVI à partir de la réflectance corrigée des effets bidirectionnels (Li *et al.*, 1996). Toutefois, cette correction n'a pas été effectuée étant donné que la différence dans la dépendance bidirectionnelle entre la bande rouge et proche infrarouge n'est peut-être pas significativement plus grande que les incertitudes reliées aux modèles de réflectance bidirectionnelle. Le NDVI a donc été calculé à partir de la réflectance corrigée uniquement des effets atmosphériques (équation 2.5) (Cihlar *et al.*, 1997). D'ailleurs, de nombreux travaux ont montré que la relation entre l'angle de visée et le NDVI corrigé des effets atmosphériques est relativement faible (Holben, 1986; Lee and Kaufman, 1986; Cihlar *et al.*, 1994).

### 2.3.3. Correction du NDVI des effets de l'angle zénithal solaire

Il est par contre nécessaire de corriger le NDVI des effets de l'angle solaire (Holben *et al.*, 1986; Lee and Kaufman, 1986). L'algorithme de Sellers *et al.* (1994) a permis d'effectuer cette correction. Selon le type d'occupation du sol déterminé par la carte-image de Pokrant (1991) (figure 2.4), le NDVI a été normalisé pour un angle zénithal solaire de 45°:

$$\text{NDVI}_{x,45} = \frac{(\text{NDVI}_{x,\theta_s} - \text{NDVI}_{5,\theta_s}) (\text{NDVI}_{98,45} - \text{NDVI}_{5,45})}{\text{NDVI}_{98,\theta_s} - \text{NDVI}_{5,\theta_s}} + \text{NDVI}_{5,45} \quad (2.6)$$



$$\text{avec } \text{NDVI}_{98,\theta_s} = \text{NDVI}_{98,30} \left( 1 - k_1 \left( \frac{\pi\theta_s}{180} - \frac{\pi}{6} \right)^{k_2} \right) \quad (2.7)$$

$$\text{NDVI}_{5,\theta_s} = \text{NDVI}_{5,30} \left( 1 + k_3 \left( \frac{\pi\theta_s}{180} - \frac{\pi}{6} \right)^{k_4} \right) \quad (2.8)$$

- où  $\theta_s$  = angle zénithal solaire ( $^\circ$ ),  
 $\text{NDVI}_{x,45}$  = NDVI corrigé des effets de l'atmosphère et de l'angle zénithal solaire (valeur normalisée pour  $\theta_s=45^\circ$ ) (sans unité),  
 $\text{NDVI}_{x,\theta_s}$  = NDVI corrigé des effets de l'atmosphère (sans unité) (équation 2.5),  
 $\text{NDVI}_{98,45}$  = calculé à partir de l'équation 2.7 avec  $\theta_s=45^\circ$  (sans unité),  
 $\text{NDVI}_{5,45}$  = calculé à partir de l'équation 2.8 avec  $\theta_s=45^\circ$  (sans unité),  
 $\text{NDVI}_{98,30}$  = paramètre dépendant du type d'occupation du sol (tableau 2.5),  
 $\text{NDVI}_{5,30}$  = paramètre dépendant du type d'occupation du sol (tableau 2.5),  
 $k_1, k_2, k_3, k_4$  = paramètres dépendant du type d'occupation du sol (tableau 2.5).

Tableau 2.5: Valeurs des paramètres, selon le type d'occupation du sol, pour corriger le NDVI des effets de l'angle zénithal solaire.

Occupation du sol	$\text{NDVI}_{98,30}$	$\text{NDVI}_{5,30}$	$k_1$	$k_2$	$k_3$	$k_4$
Forêt de conifères	0,689	0,039	0,19	1,18	0,52	1,04
Forêt de feuillus	0,721	0,039	0,32	1,38	0,52	1,04
Forêt mixte	0,721	0,039	0,28	1,35	0,52	1,04
Forêt de transition	0,689	0,039	0,19	1,18	0,52	1,04
Toundra ou pelouse alpine	0,674	0,039	0,38	1,45	0,52	1,04
Terres sans végétation	0,674	0,039	0,38	1,45	0,52	1,04

(d'après Sellers *et al.*, 1994)

$\text{NDVI}_{x,45}$  calculé à partir de l'équation 2.6 donne finalement, pour la région d'étude, une image telle que celle de la figure 2.6. Les valeurs de NDVI les plus élevées (40% et plus) sur cette image correspondent à la forêt de conifères ou à la forêt mixte de la carte-image d'occupation du sol de Pokrant (1991) (figure 2.4). Les valeurs intermédiaires (20 à 39%) correspondent à la forêt de transition et les valeurs les plus faibles (0 à 19%) à la toundra ou à la pelouse alpine (figures 2.4 et 2.6).



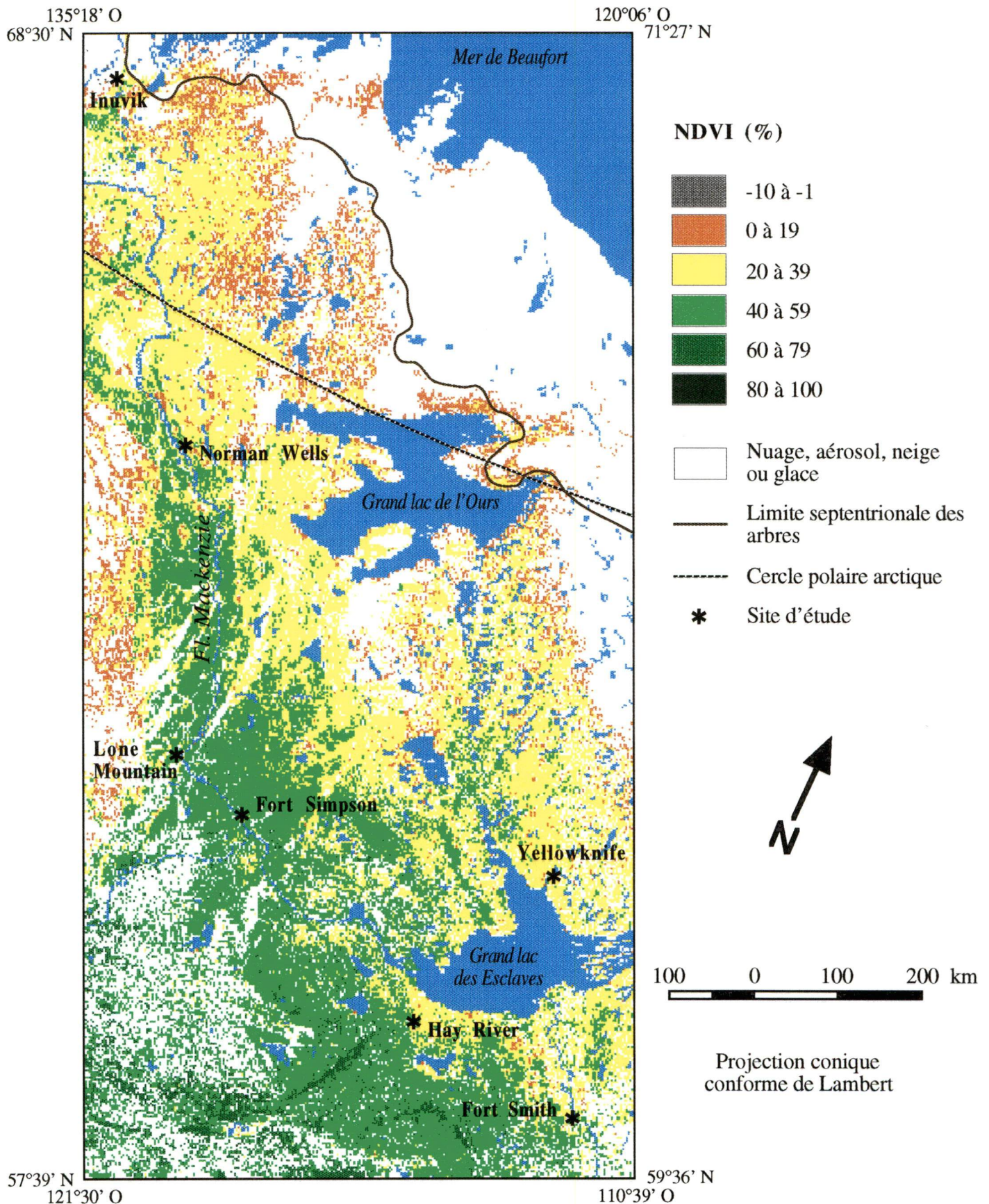


Figure 2.6: NDVI de la région d'étude dérivé d'images NOAA-AVHRR. Composite créée à partir des images du 19 et 21 mai 1994 acquises respectivement à 16h00 et 17h30 (heure normale des Rocheuses).



#### 2.3.4. Correction atmosphérique et d'émissivité des bandes infrarouge thermiques

Les bandes infrarouge thermiques 4 et 5 ont été utilisées pour calculer la température de surface. Ces dernières ont la particularité d'être absorbées de façon légèrement différente par l'atmosphère (vapeur d'eau, aérosols). Cette absorption se traduit, en général, par une diminution de la température de brillance mesurée par le capteur. La combinaison de ces deux bandes voisines, par une méthode appelée *split-window*, permet alors d'éliminer les effets atmosphériques sur la température de brillance. L'émission propre de la surface dans l'infrarouge thermique se distinguant de celle d'un corps noir par son émissivité, la température de brillance doit en plus être corrigée des effets d'émissivité de la surface pour obtenir la température de surface réelle. L'équation semi-empirique *split-window* de Coll *et al.* (1994) a été utilisée pour obtenir une température de surface corrigée des effets atmosphériques et d'émissivité:

$$T_s = T_{B4} + (a_0 + a_1(T_{B4}-T_{B5})) (T_{B4}-T_{B5}) + B(\epsilon) \quad (2.9)$$

$$\text{avec } B(\epsilon) = \alpha(1-\epsilon_4) - \beta(\epsilon_4-\epsilon_5) \quad (2.10)$$

- où  $T_s$  = température de surface (K),  
 $T_{B4}$  = température de brillance dans la bande 4 (K),  
 $T_{B5}$  = température de brillance dans la bande 5 (K),  
 $a_0$  = constante reliée à la transmittance atmosphérique (1,29),  
 $a_1$  = constante reliée à la transmittance atmosphérique (0,28 K<sup>-1</sup>),  
 $\alpha$  = paramètre dépendant de l'état de l'atmosphère et de  $T_s$   
 (pour un contenu en vapeur d'eau de 2,3 g·cm<sup>-2</sup>,  $\alpha$  = 45 K),  
 $\beta$  = paramètre dépendant de l'état de l'atmosphère et de  $T_s$   
 (pour un contenu en vapeur d'eau de 2,3 g·cm<sup>-2</sup>,  $\beta$  = 40 K),  
 $\epsilon_4$  = émissivité de la surface dans la bande 4 (sans unité),  
 $\epsilon_5$  = émissivité de la surface dans la bande 5 (sans unité).

À partir de données provenant de la littérature, Cihlar *et al.* (1997) ont établi une relation log-linéaire entre le NDVI et l'émissivité dans la bande 4, et la différence d'émissivité dans la bande 4 et 5. Ainsi,  $\epsilon_4$  et  $\epsilon_4-\epsilon_5$  de l'équation 2.10 sont déterminés par les formules suivantes:



$$\varepsilon_4 = 0,9897 + 0,029 \ln(\text{NDVI}_{x,45}) \quad (2.11)$$

$$\varepsilon_4 - \varepsilon_5 = 0,01019 + 0,01344 \ln(\text{NDVI}_{x,45}) \quad (2.12)$$

où  $\text{NDVI}_{x,45}$  = NDVI corrigé des effets de l'atmosphère et de l'angle zénithal solaire (valeur normalisée pour  $\theta_s=45^\circ$  par l'équation 2.6) (sans unité).

La température de surface calculée à partir de l'équation 2.9 donne finalement, pour la région d'étude, une image telle que celle de la figure 2.7. La zone la plus chaude (30 à 39 °C), proche de Norman Wells, sur cette image correspond à un versant exposé du fleuve Mackenzie (figure 2.7).

#### 2.3.5. Identification des pixels contaminés

Les pixels NOAA-AVHRR ont été considérés contaminés s'ils contenaient, outre la végétation et le sol, des étendues d'eau ou des nuages. Des cartes topographiques à l'échelle de 1:50 000 (annexe 3) ont donc premièrement été utilisées pour vérifier la localisation des sites d'étude dans les peuplements forestiers. La carte-image d'occupation du sol de Pokrant (1991) (figure 2.4) a ensuite servi à éliminer les pixels d'eau. Les nuages ont enfin été éliminés par une procédure développée par Cihlar (1996) qui permet d'identifier les pixels NOAA-AVHRR partiellement ou totalement contaminés par les nuages, l'ombre des nuages, les aérosols, la neige ou la glace. Cette procédure, appelée CECANT (*Cloud Elimination from Composites using Albedo and NDVI Trend*), est basée sur la grande sensibilité du NDVI à la présence des précédents agents de contamination. CECANT utilise trois caractéristiques de la tendance annuelle de la réflectance à la surface: 1) le contraste élevé entre l'albédo (représenté par la réflectance à la surface dans le rouge) du sol, particulièrement quand il est recouvert par de la végétation verte, et celui des nuages, de la neige et de la glace; 2) la valeur moyenne du NDVI et 3) la tendance monotonique du NDVI. La procédure CECANT, qui est décrite en détails dans Cihlar (1996), a été utilisée afin de produire un masque de contamination pour chacune des images répertoriées à l'annexe 2. Le tableau 2.6 présente le pourcentage d'images claires par rapport aux dates de mesures biologiques correspondant à chaque site. Ce pourcentage varie de 12,5% pour Fort Simpson, à 66,7% pour Yellowknife.



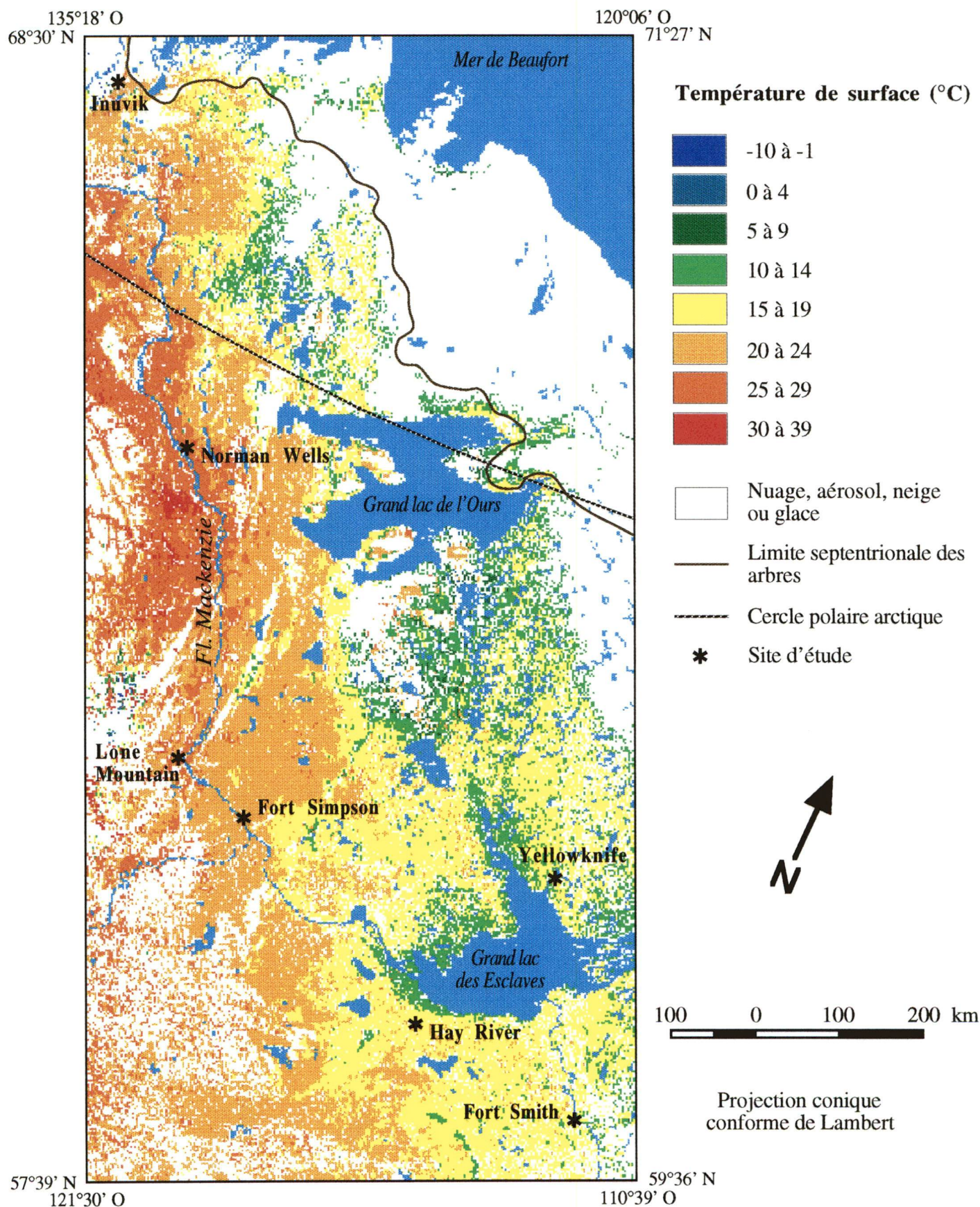


Figure 2.7: Température de surface de la région d'étude dérivée d'images NOAA-AVHRR. Composite créée à partir des images du 19 et 21 mai 1994 acquises respectivement à 16h00 et 17h30 (heure normale des Rocheuses).



Tableau 2.6: Pourcentage d'images claires par rapport aux dates de mesures biologiques correspondant à chaque site.

Site	Conifère <sup>(1)</sup>	Nombre d'images disponibles	Nombre d'images claires	Nombre d'images avec nuages	Pourcentage d'images claires
Fort Smith	Éb	16	5	11	31,25%
	Én	16	7	9	43,75%
	Pg	16	7	9	43,75%
Yellowknife	Éb et Én	12	6	6	50,0%
	Pg	12	8	4	66,67%
Hay River	Éb	16	7	9	43,75%
	Én et Pg	16	5	11	31,25%
Fort Simpson	Éb, Én et Pg	16	2	14	12,5%
Lone Mountain	Éb et Pg	10	3	7	30,0%
Norman Wells	Éb	12	4	8	33,33%
	Én	12	3	9	25,0%
Inuvik	Éb	13	2	11	15,38%
	Én	13	4	9	30,77%

(1) Éb = épinette blanche, Én = épinette noire, Pg = pin gris.

#### 2.4. Estimation de l'humidité foliaire par les données satellitaires et par la Méthode PCI

Sur chacune des images, les sites d'étude ont été localisés par une fenêtre de 3x3 pixels (superficie de 9 km<sup>2</sup>) de laquelle le NDVI et la température de surface ont été extraits. Les valeurs de NDVI et de température de surface utilisées dans cette étude sont une moyenne calculée à partir des pixels sans étendue d'eau et sans nuage de chaque fenêtre. Des relations statistiques entre ces valeurs moyennes et les données d'humidité foliaire ont été calculées. L'humidité foliaire estimée par ces relations a ensuite été comparée à celle déduite de la Méthode canadienne de prévision du comportement des incendies de forêt (Méthode PCI). De façon à être applicable pour des latitudes supérieures à 60° N, les paramètres des équations de cette méthode ont préalablement été réestimés, selon chaque type de peuplement de conifère étudié, en utilisant les données d'humidité foliaire observées dans les sites d'étude (tableau 2.7). Aucune équation n'a pu être réestimée pour le pin gris, à cause d'un nombre insuffisant de données. Les équations réestimées avec l'ensemble des données ont donc été utilisées dans le cas du pin gris. Les équations obtenues ont généralement un niveau de signification statistique peu élevé, menant même à des relations non significatives dans le cas de la période comprise entre 30 et 50 jours depuis la date du minimum d'humidité foliaire (tableau 2.7).



Tableau 2.7: Équations de la Méthode PCI réestimées pour des latitudes supérieures à 60° N en utilisant les données d'humidité foliaire observées dans les sites d'étude.

Conifère (1)	N <sub>j</sub> (2)	Équation (2)	R <sup>2</sup> (3)	RMSE (4)	N (5)
Éb	-----	$D_0 = 137,1(LAT/(62,9+48,4e^{-0,839(404-LONG)}))+0,107ALT$	0,424 *	32,44	7
	N <sub>j</sub> <30	HF = 79,783+0,029N <sub>j</sub> <sup>2</sup>	0,403 **	9,94	22
	30≤N <sub>j</sub> <50	HF = 190,424-3,833N <sub>j</sub> +0,046N <sub>j</sub> <sup>2</sup>	0,079 NS	5,7	13
	N <sub>j</sub> ≥50	HF = 120	-----	-----	-----
Én	-----	$D_0 = 76,3(LAT/(20,2+6,4e^{-0,019(99-LONG)}))-0,058ALT$	0,648 *	-----	6
	N <sub>j</sub> <30	HF = 78,022+0,029N <sub>j</sub> <sup>2</sup>	0,384 **	11,3	21
	30≤N <sub>j</sub> <50	HF = 214,644-5,203N <sub>j</sub> +0,06N <sub>j</sub> <sup>2</sup>	0,09 NS	9,53	14
	N <sub>j</sub> ≥50	HF = 120	-----	-----	-----
Pg	-----	non disponible	-----	-----	-----
Éb et Én	-----	$D_0 = 82,3(LAT/(31,5+16,9e^{0,051(106-LONG)}))+0,146ALT$	0,578 *	11,29	13
	N <sub>j</sub> <30	HF = 80,498+0,023N <sub>j</sub> <sup>2</sup>	0,151 *	11,49	41
	30≤N <sub>j</sub> <50	HF = 126,343-1,029N <sub>j</sub> +0,014N <sub>j</sub> <sup>2</sup>	0,004 NS	8,57	31
	N <sub>j</sub> ≥50	HF = 120	-----	-----	-----
Éb, Én et Pg	-----	$D_0 = 78,8(LAT/(29,8+20,3e^{0,058(106-LONG)}))+0,159ALT$	0,648 *	10,71	18
	N <sub>j</sub> <30	HF = 82,153+0,025N <sub>j</sub> <sup>2</sup>	0,254 ***	11,12	64
	30≤N <sub>j</sub> <50	HF = 175,361-3,424N <sub>j</sub> +0,042N <sub>j</sub> <sup>2</sup>	0,014 NS	8,29	33
	N <sub>j</sub> ≥50	HF = 120	-----	-----	-----

(1) Éb = épinette blanche, Én = épinette noire, Pg = pin gris;

(2) N<sub>j</sub> = nombre de jours entre la date considérée et la date du minimum d'humidité foliaire, D<sub>0</sub> = date du minimum d'humidité foliaire (jour julien), LAT = latitude (°), LONG = longitude (°), ALT = altitude (m), HF = humidité foliaire (%);

(3) R<sup>2</sup> = coefficient de détermination (\*\*\* significatif au niveau α = 0,001, \*\* significatif au niveau α = 0,01, \* significatif au niveau α = 0,05, NS non significatif);

(4) RMSE = écart quadratique moyen;

(5) N = nombre d'observations.

### 3. Résultats et discussion

Pour déterminer la susceptibilité de notre année d'étude aux feux de forêt, nous avons d'abord comparé les données météorologiques de 1994 à leur normales climatiques (§ 3.1.). Nous avons ensuite comparé l'évolution temporelle de l'humidité foliaire avec celle des données satellitaires (§ 3.2.), puis nous avons vérifié si le concept du trapèze VIT représentait bien l'influence du taux de couverture sur les données thermiques (§ 3.3.). Nous avons par la suite calculé des relations statistiques entre les données satellitaires et l'humidité foliaire (§ 3.4.), puis finalement nous avons comparé l'humidité foliaire estimée par ces relations à celle déduite de la Méthode canadienne de prévision du comportement des incendies de forêt (§ 3.5.).

#### 3.1. Comparaison entre les données météorologiques de l'année 1994 et la normale

Le danger d'incendie de forêt étant entre autres conditionné par les conditions météorologiques, une façon de voir si notre année d'étude était particulièrement susceptible aux feux est de comparer les données météorologiques de 1994 à leur normales climatiques. Pour chaque site d'étude, excepté Lone Mountain, la différence entre les données et les normales journalières des précipitations et de la température de l'air maximale, minimale et moyenne a donc été calculée afin de déterminer si notre année d'étude était anormalement sèche ou humide et chaude ou froide. Quelque soit le site d'étude, l'écart entre les données de températures de l'air et les normales est généralement plus grand au début et en fin d'année que durant la saison estivale, tandis que c'est le contraire pour les précipitations (figures 3.1 à 3.6). Tout au long de l'année, les températures sont majoritairement plus élevées que la normale et les précipitations plus faibles que la normale (figures 3.1 à 3.6). L'année 1994 a donc été plus chaude et plus sèche que la normale dans notre région d'étude, favorisant ainsi l'éclosion et la propagation des incendies de forêt. En effet, entre 1990 et 1995, c'est l'année 1994 qui a été la plus durement touchée en terme de superficie incendiée dans les Territoires du Nord-Ouest avec un peu plus de 3 millions d'hectares de terres forestières brûlées, ce qui représente presque la moitié des surfaces incendiées cette année-là au Canada (tableau 3.1) (Conseil canadien des ministres des forêts, 1997).

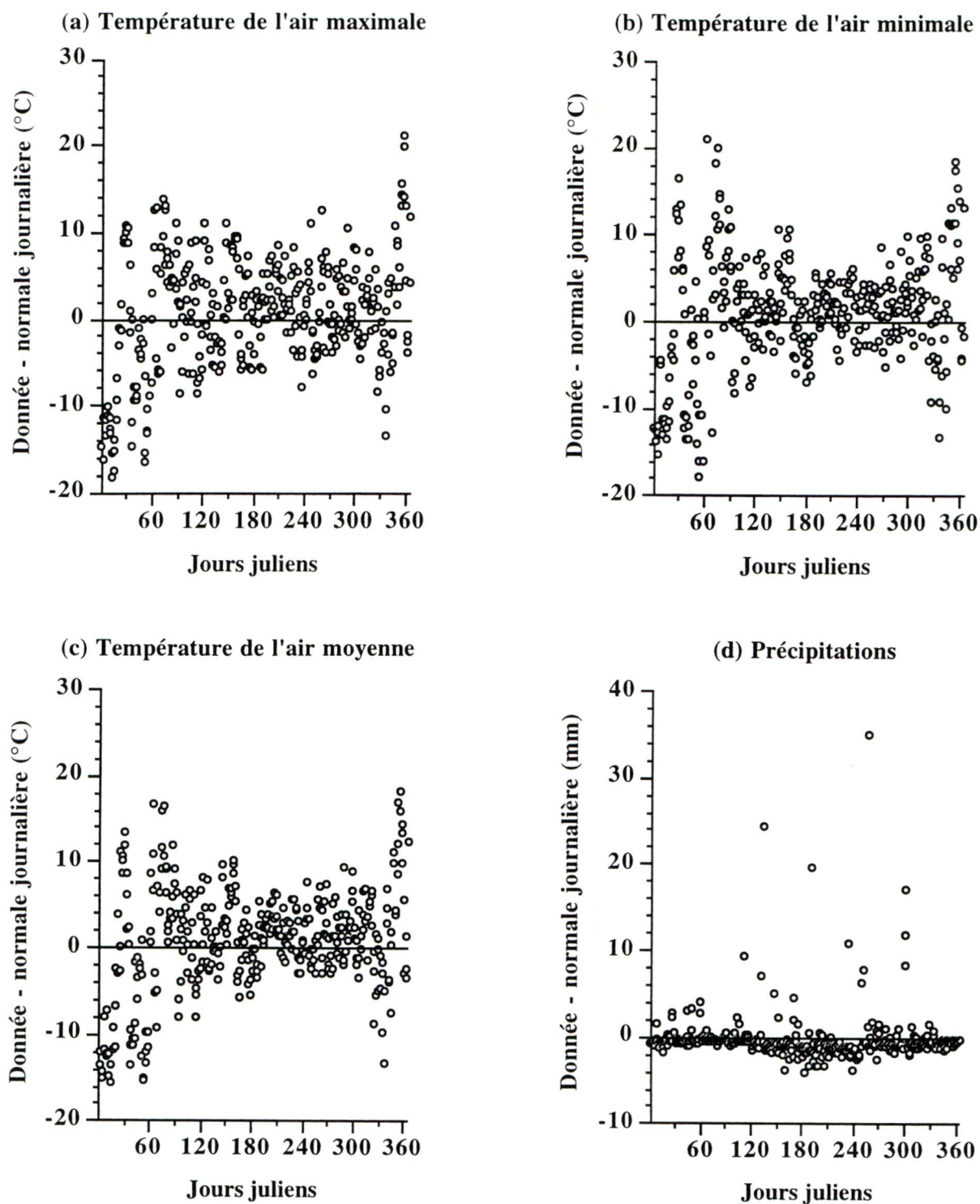


Figure 3.1: Comparaison entre les données journalières de 1994 et les normales journalières pour (a) la température de l'air maximale, (b) la température de l'air minimale, (c) la température de l'air moyenne et (d) les précipitations mesurées à la station météorologique de Fort Smith.



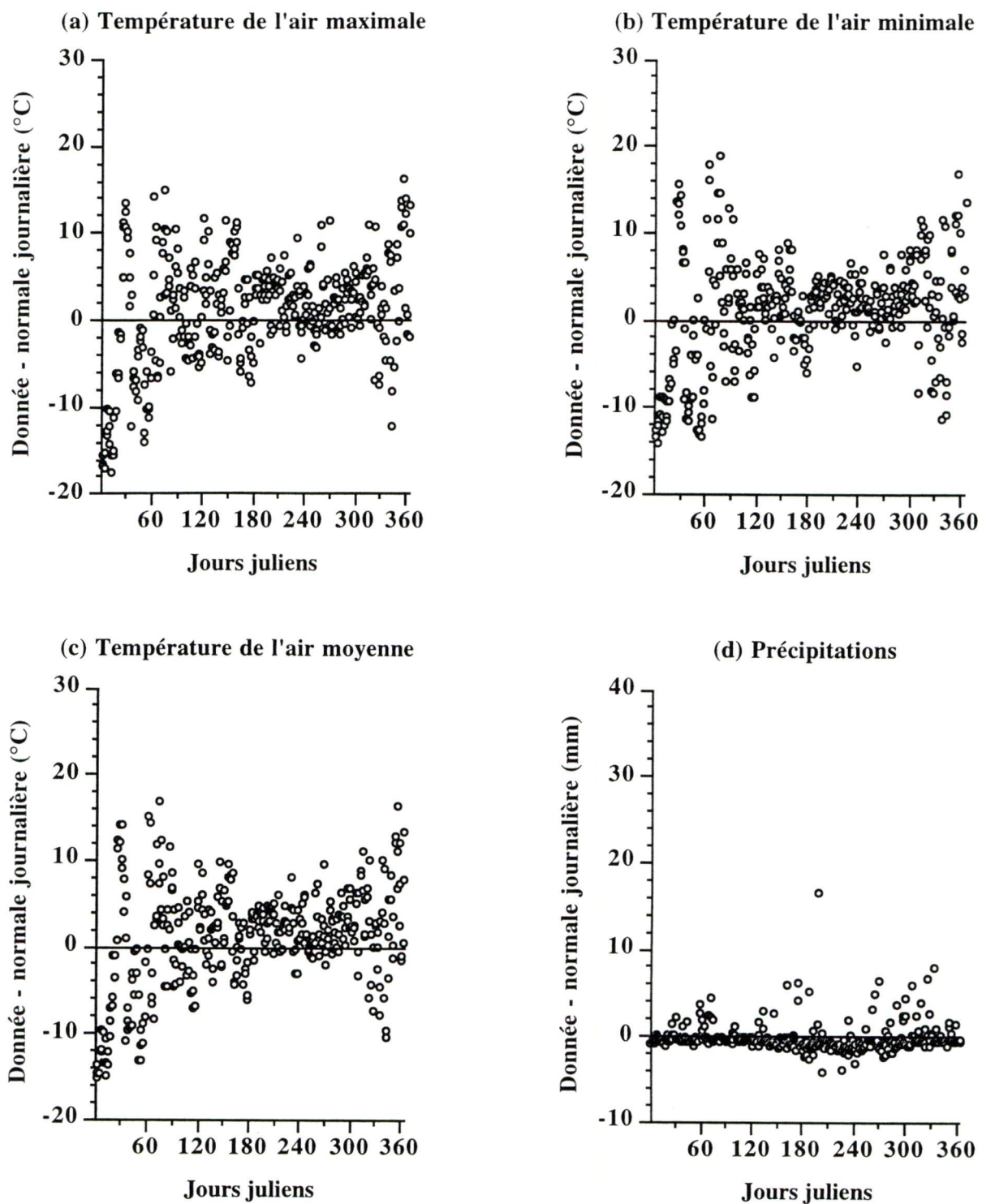


Figure 3.2: Comparaison entre les données journalières de 1994 et les normales journalières pour (a) la température de l'air maximale, (b) la température de l'air minimale, (c) la température de l'air moyenne et (d) les précipitations mesurées à la station météorologique de Yellowknife.

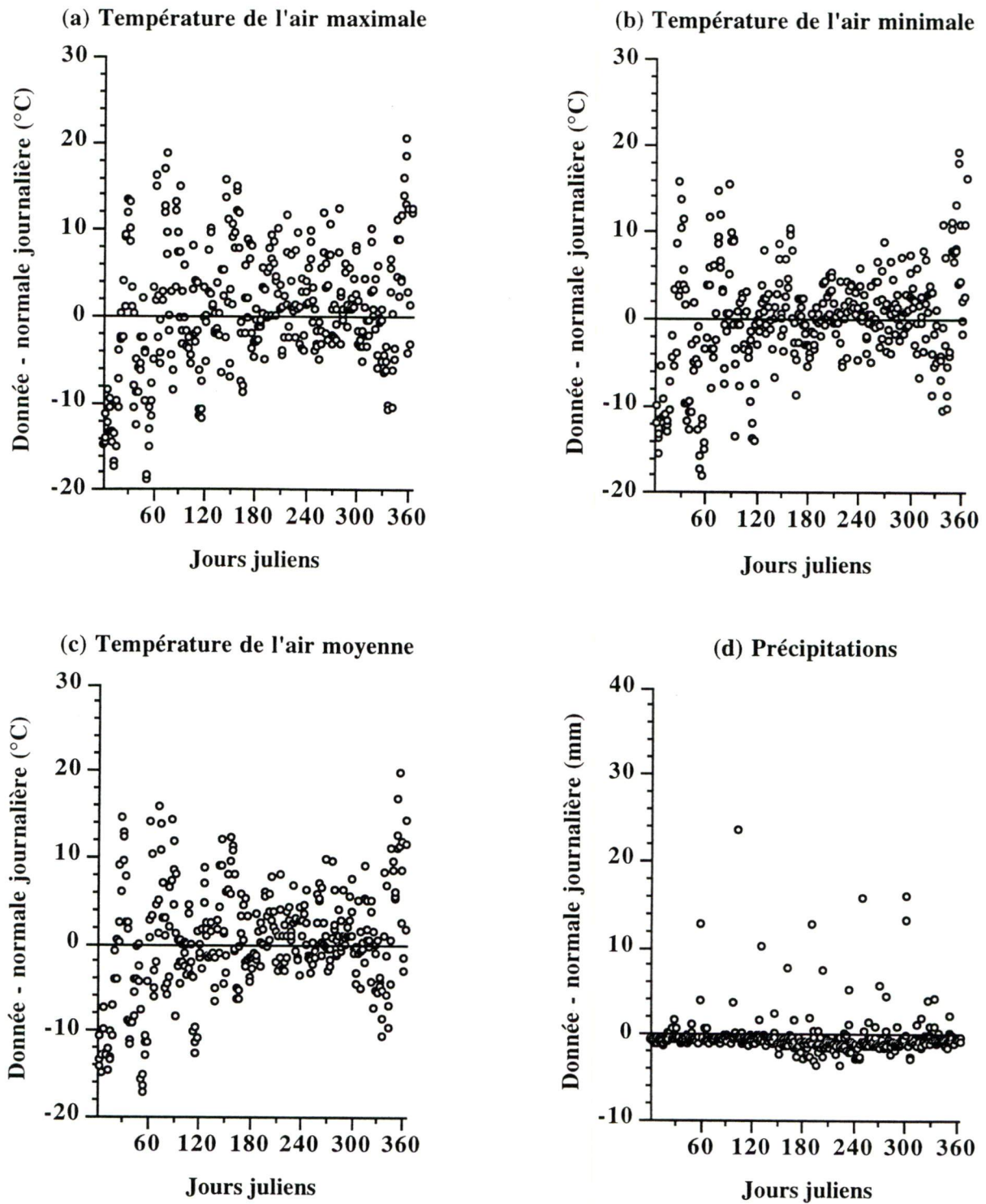


Figure 3.3: Comparaison entre les données journalières de 1994 et les normales journalières pour (a) la température de l'air maximale, (b) la température de l'air minimale, (c) la température de l'air moyenne et (d) les précipitations mesurées à la station météorologique de Hay River.

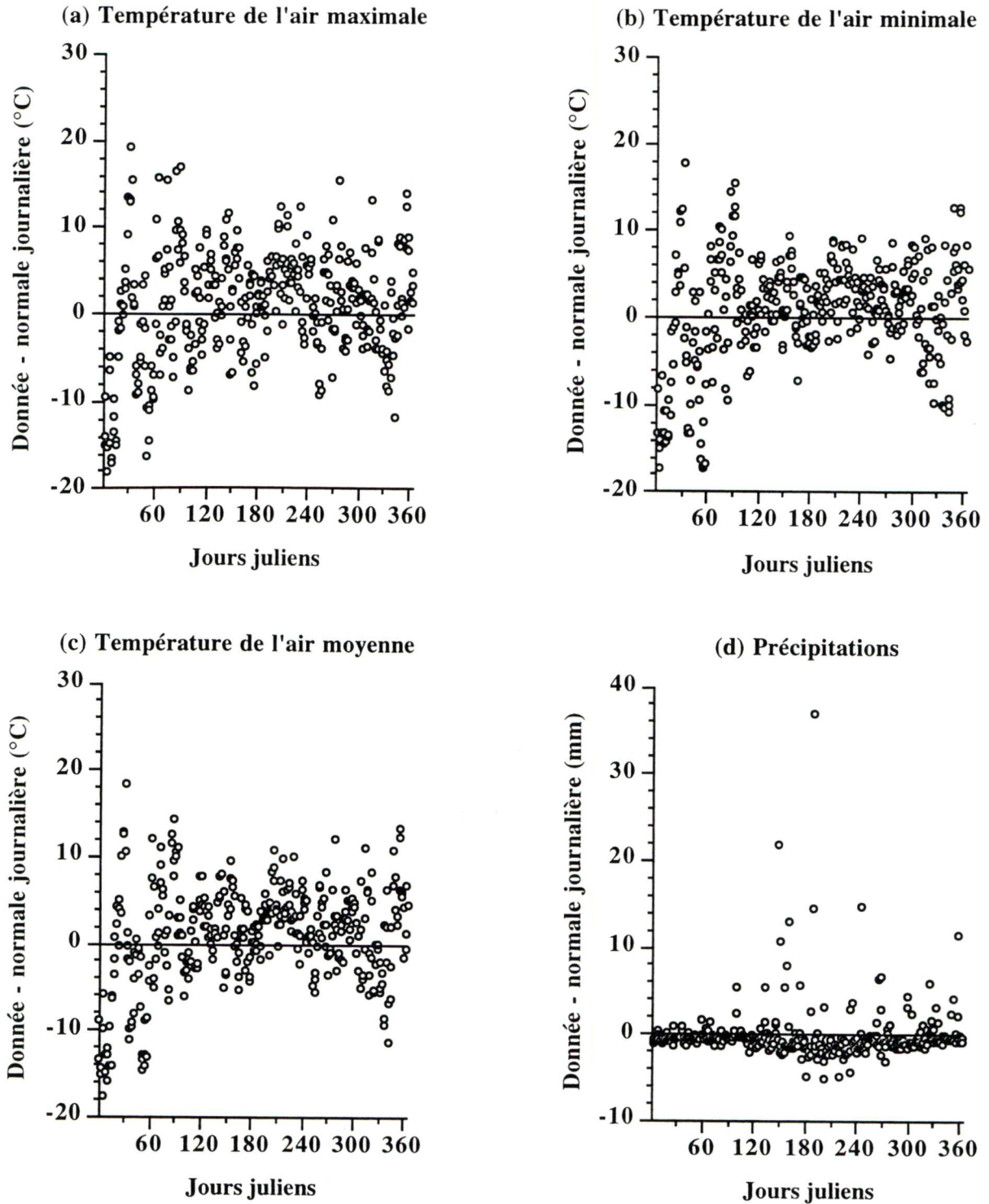


Figure 3.4: Comparaison entre les données journalières de 1994 et les normales journalières pour (a) la température de l'air maximale, (b) la température de l'air minimale, (c) la température de l'air moyenne et (d) les précipitations mesurées à la station météorologique de Fort Simpson.



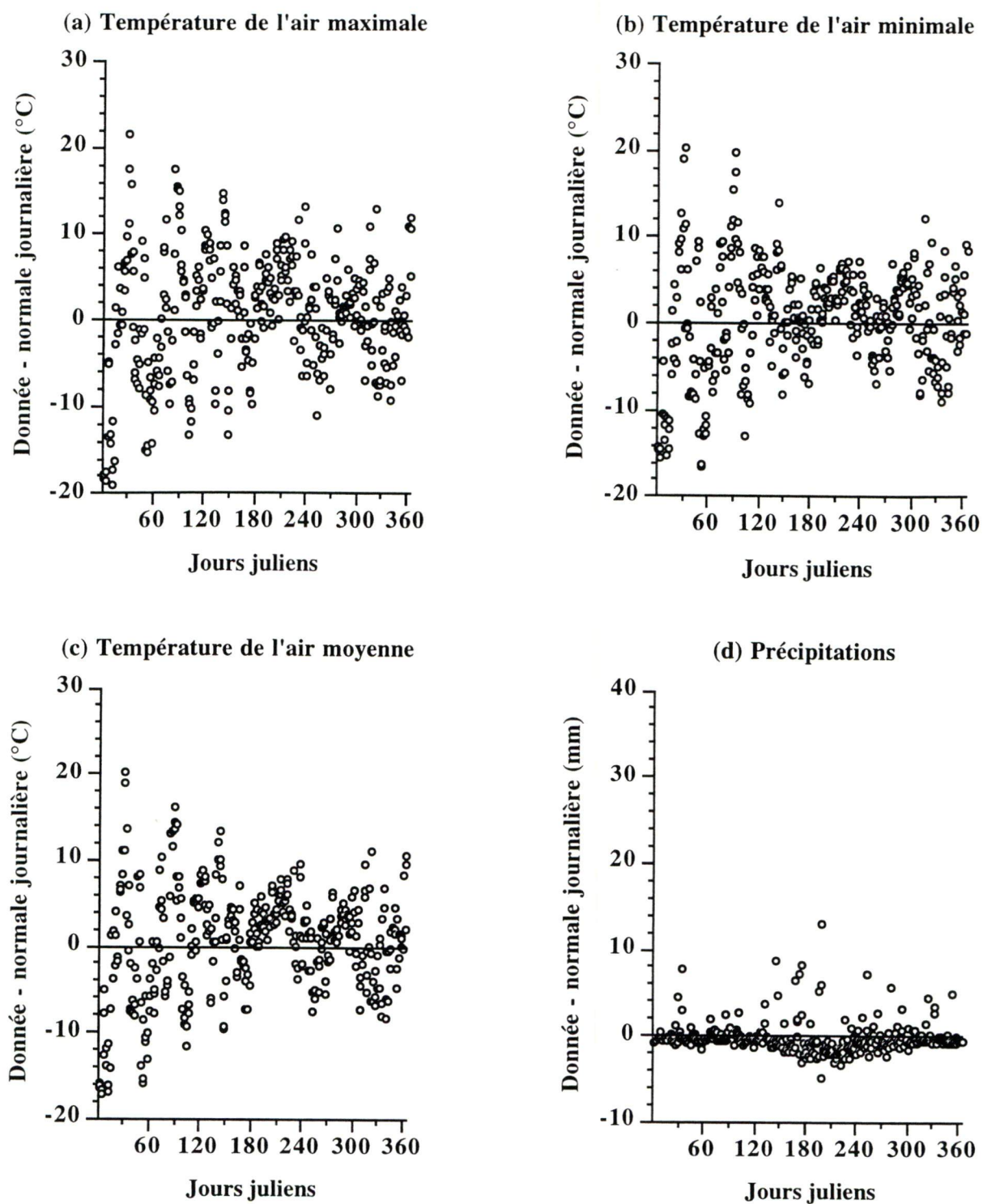


Figure 3.5: Comparaison entre les données journalières de 1994 et les normales journalières pour (a) la température de l'air maximale, (b) la température de l'air minimale, (c) la température de l'air moyenne et (d) les précipitations mesurées à la station météorologique de Norman Wells.

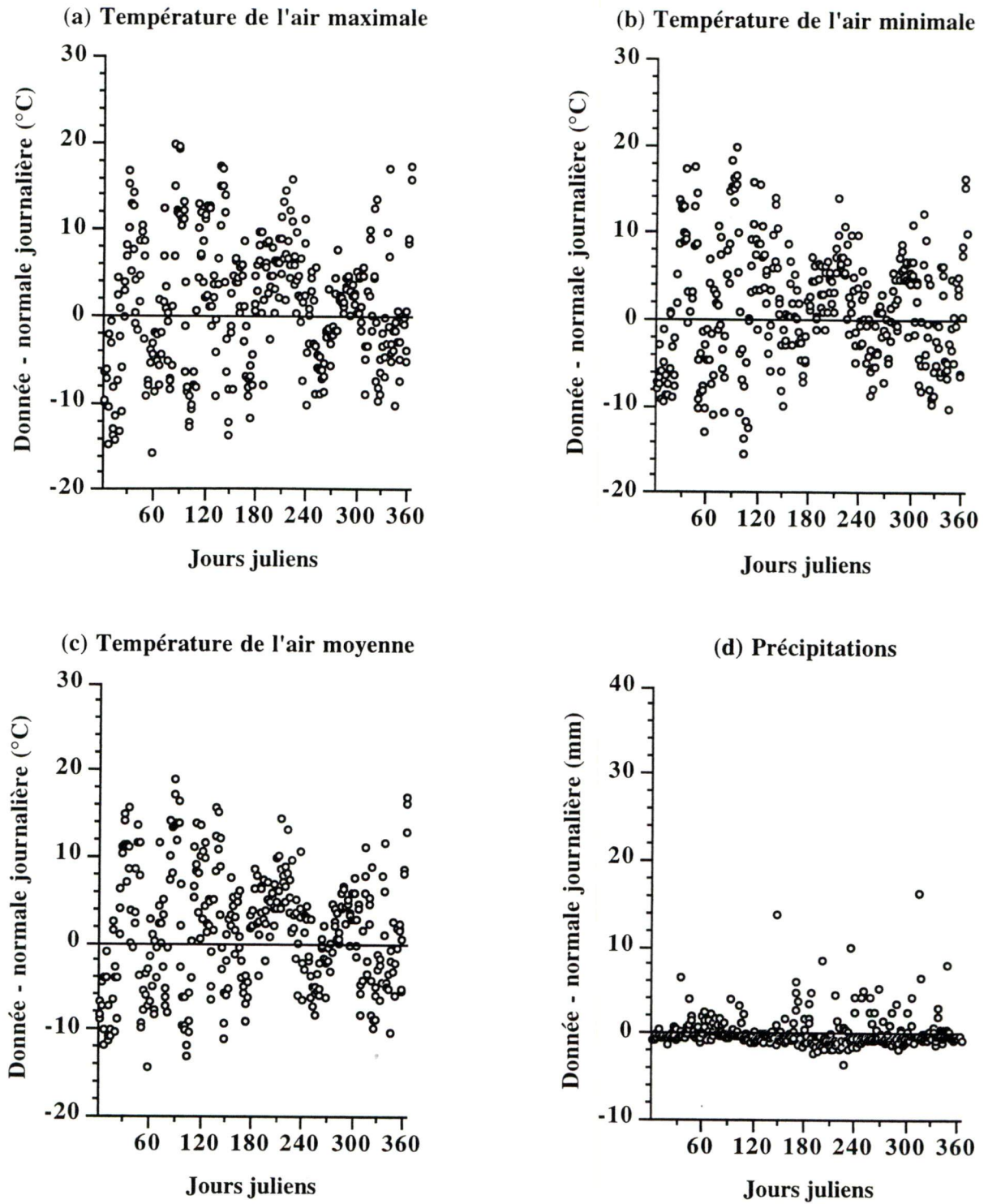


Figure 3.6: Comparaison entre les données journalières de 1994 et les normales journalières pour (a) la température de l'air maximale, (b) la température de l'air minimale, (c) la température de l'air moyenne et (d) les précipitations mesurées à la station météorologique d'Inuvik.

Tableau 3.1: Superficie incendiée aux Territoires du Nord-Ouest (T.N.-O.) et au Canada entre 1990 et 1995.

Année	Superficie incendiée (ha) <sup>(1)</sup>		Pourcentage de superficie incendiée aux T.N.-O. par rapport au Canada
	T.N.-O.	Canada	
1990	104 616	863 648	12,1%
1991	225 470	1 526 330	14,8%
1992	36 950	850 767	4,3%
1993	858 557	1 840 021	46,7%
1994	3 009 433	6 182 233	48,7%
1995	2 827 400	6 569 416	43,0%
Moyenne	1 177 071	2 972 069	39,6%

(1) Conseil canadien des ministres des forêts (1997).

### 3.2. Évolution temporelle de l'humidité foliaire et des données satellitaires

Une première manière de voir si des indices spectraux, comme NDVI ou  $T_s - T_a$ , pourraient être utilisés pour suivre l'état hydrique du combustible est de comparer l'évolution temporelle de ces indices avec celle de l'humidité foliaire durant la saison des feux de forêt. Théoriquement, une augmentation de l'humidité foliaire devrait s'accompagner d'une hausse de NDVI et d'une baisse de l'écart  $T_s - T_a$ . Étant donné que la date de la fonte des neiges et la date de la première chute de neige varient d'environ 40 jours entre tous les sites d'étude (tableau 2.4), l'évolution des variables a été exprimée en fonction du nombre de jours depuis la fonte des neiges, de manière à pouvoir comparer les sites entre-eux (figures 3.7 à 3.13). Parmi tous les sites étudiés, cinq cas se sont avérés intéressants. Ainsi, les indices spectraux, particulièrement  $T_s - T_a$ , suivent assez bien l'évolution de l'humidité foliaire pour le site de l'épinette blanche à Fort Smith (figure 3.7a) et celui de l'épinette noire à Inuvik (figure 3.13b), mais pas celle pour le site de l'épinette noire et celui du pin gris à Fort Smith (figures 3.7b et 3.7c), ni celle pour le site de l'épinette blanche à Inuvik (figure 3.13a).



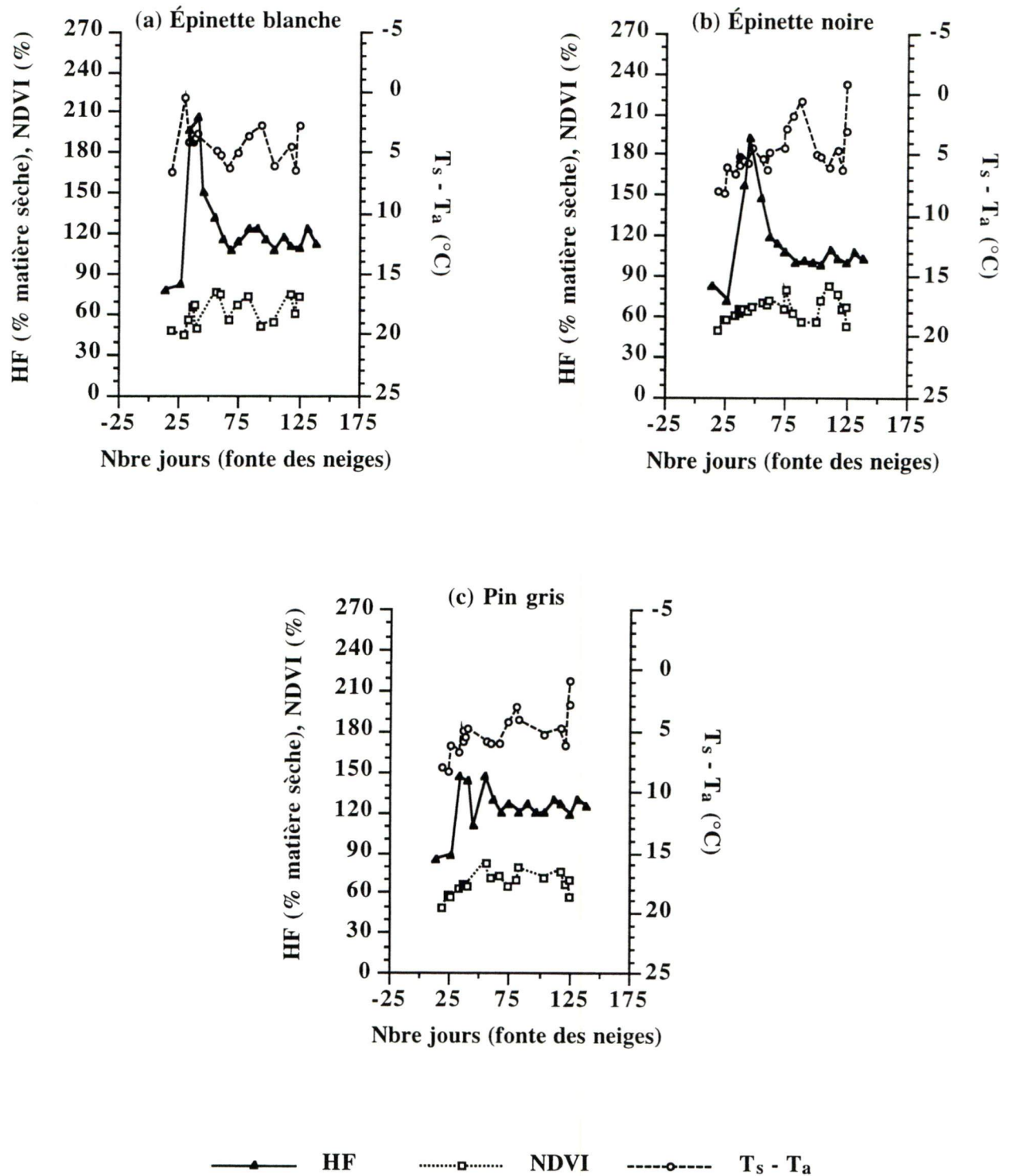


Figure 3.7: Évolution, selon le nombre de jours depuis la fonte des neiges, de l'humidité foliaire (HF), du NDVI et de  $T_s - T_a$  à Fort Smith pour (a) l'épinette blanche, (b) l'épinette noire et (c) le pin gris.

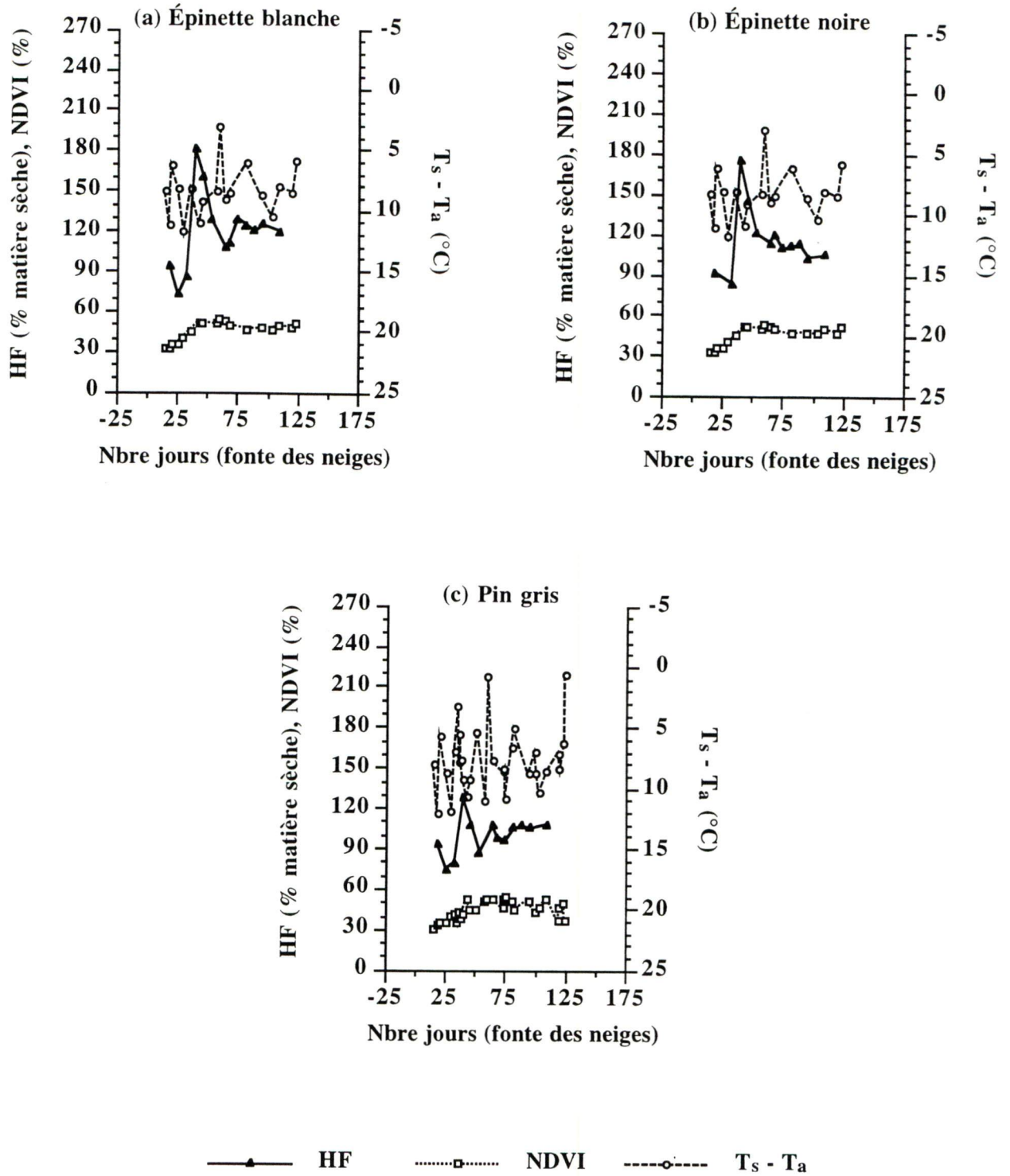


Figure 3.8: Évolution, selon le nombre de jours depuis la fonte des neiges, de l'humidité foliaire (HF), du NDVI et de  $T_s - T_a$  à Yellowknife pour (a) l'épinette blanche, (b) l'épinette noire et (c) le pin gris.

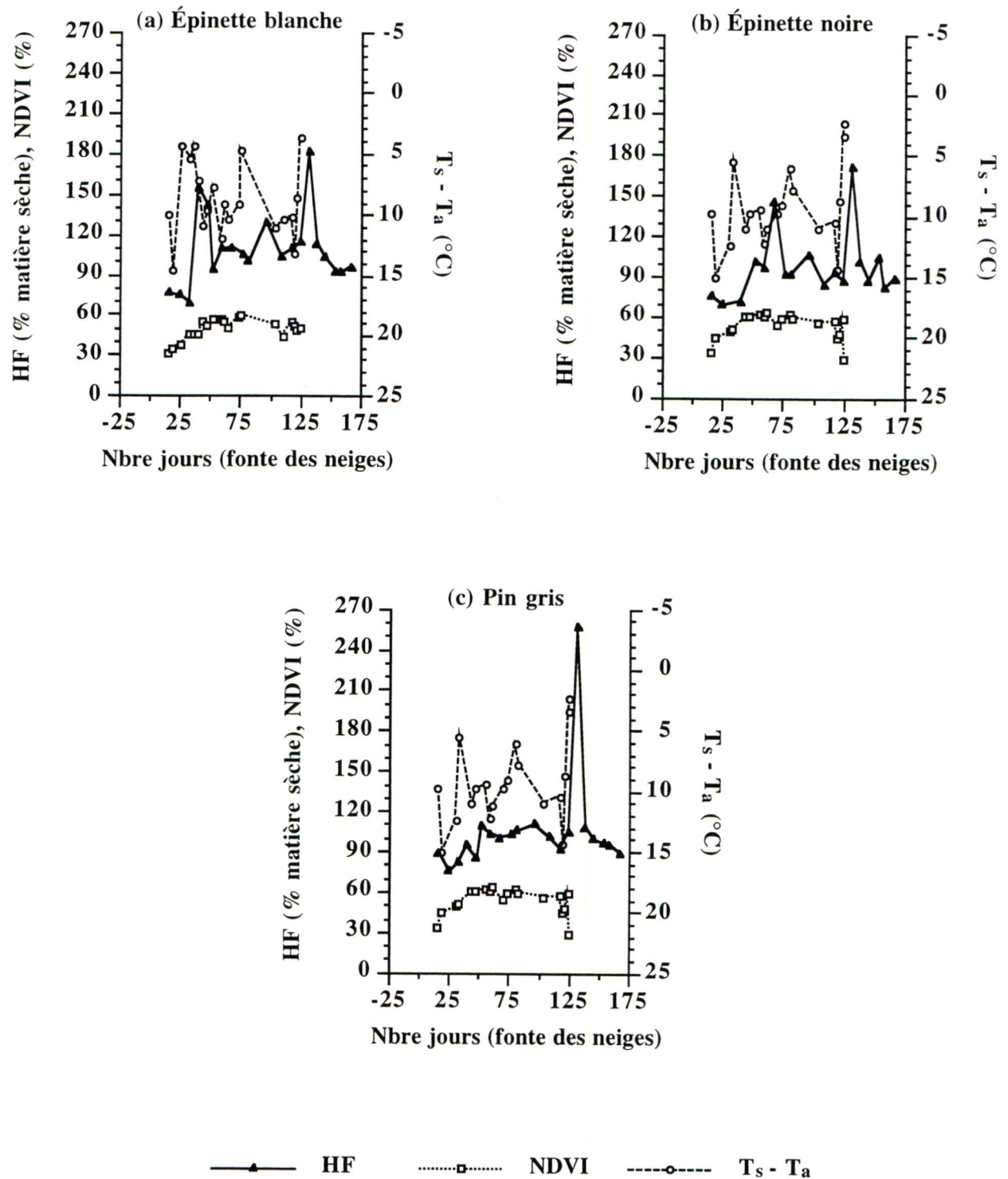


Figure 3.9: Évolution, selon le nombre de jours depuis la fonte des neiges, de l'humidité foliaire (HF), du NDVI et de  $T_s - T_a$  à Hay River pour (a) l'épinette blanche, (b) l'épinette noire et (c) le pin gris.



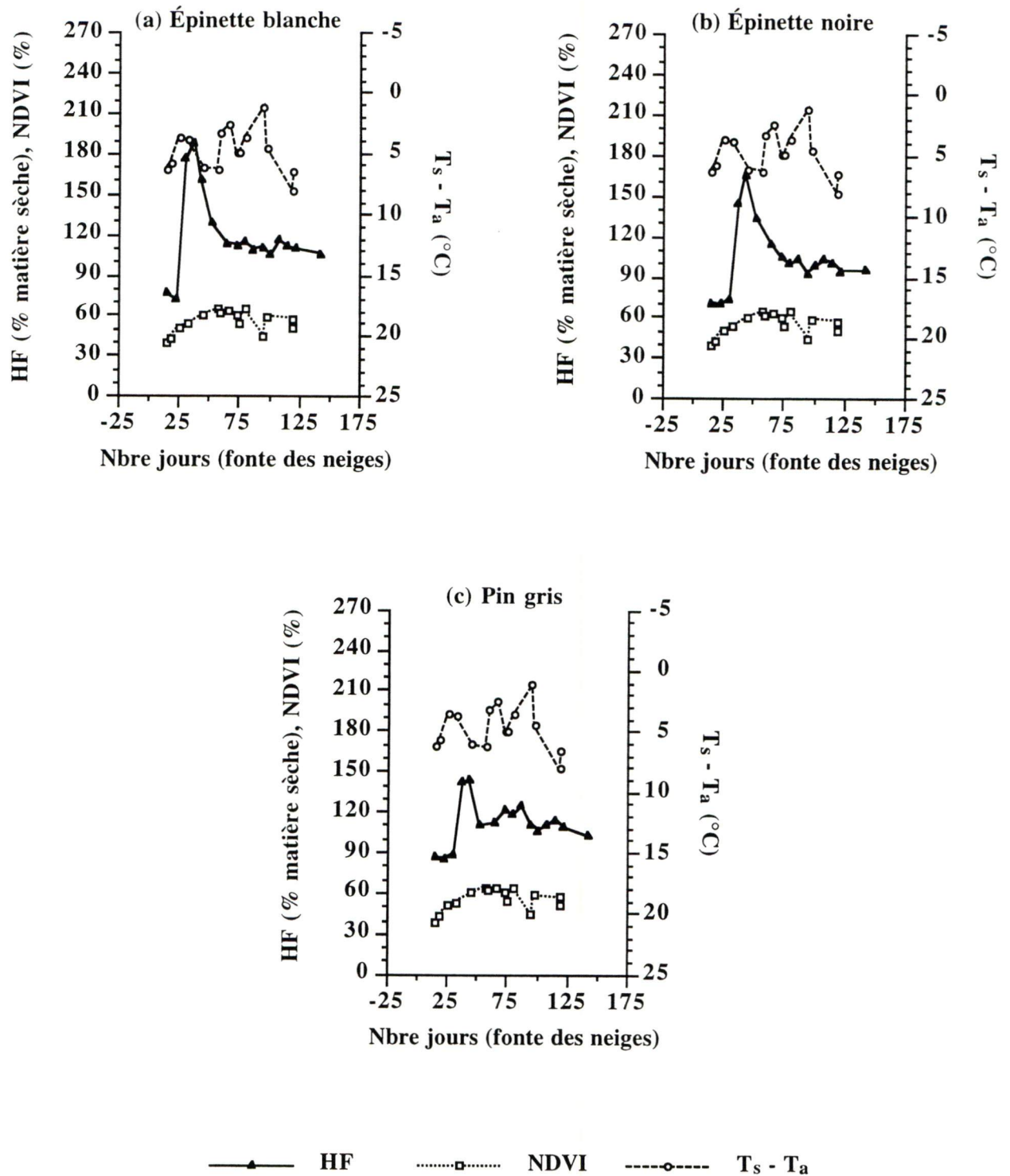


Figure 3.10: Évolution, selon le nombre de jours depuis la fonte des neiges, de l'humidité foliaire (HF), du NDVI et de  $T_s - T_a$  à Fort Simpson pour (a) l'épinette blanche, (b) l'épinette noire et (c) le pin gris.

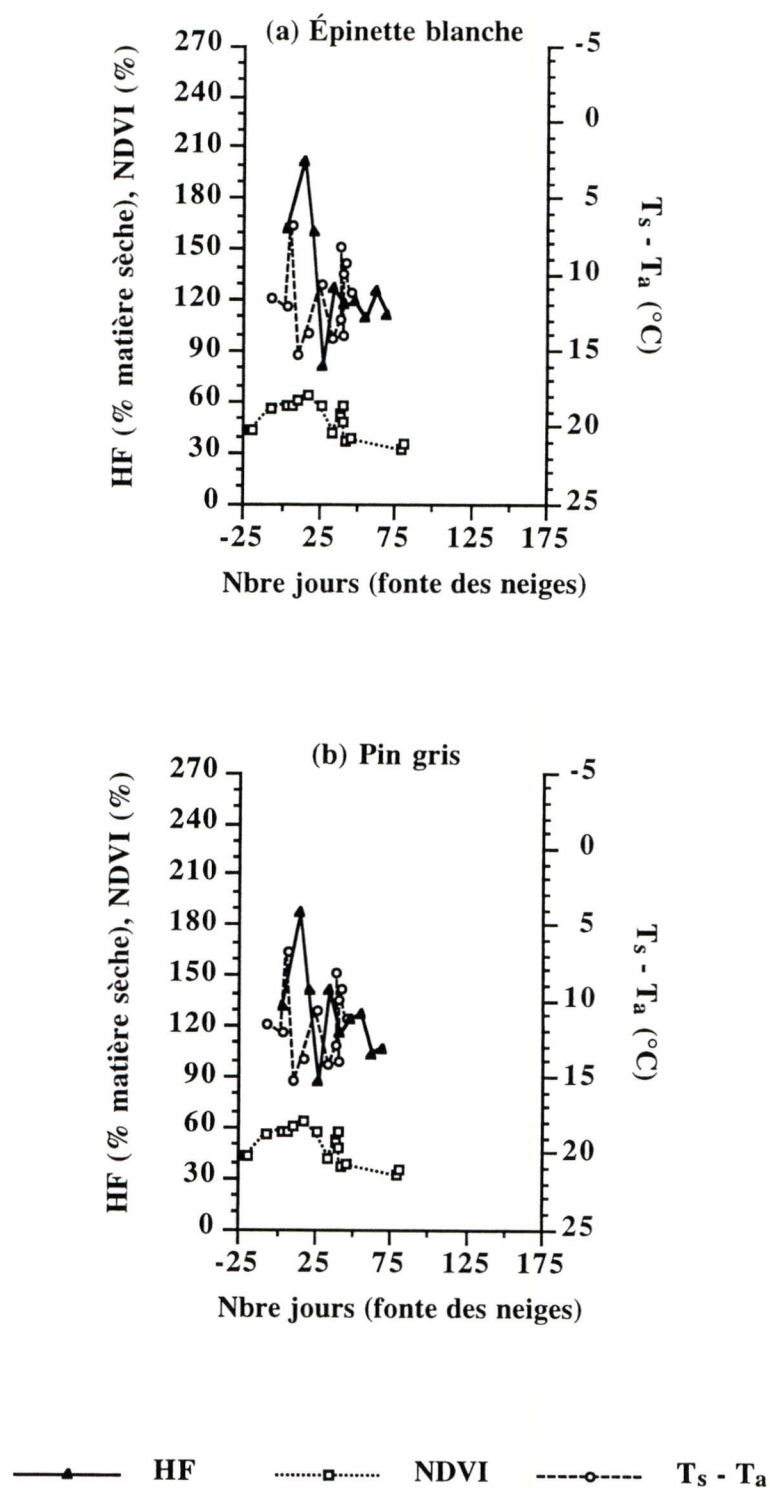


Figure 3.11: Évolution, selon le nombre de jours depuis la fonte des neiges, de l'humidité foliaire (HF), du NDVI et de  $T_s - T_a$  à Lone Mountain pour (a) l'épinette blanche et (b) le pin gris.

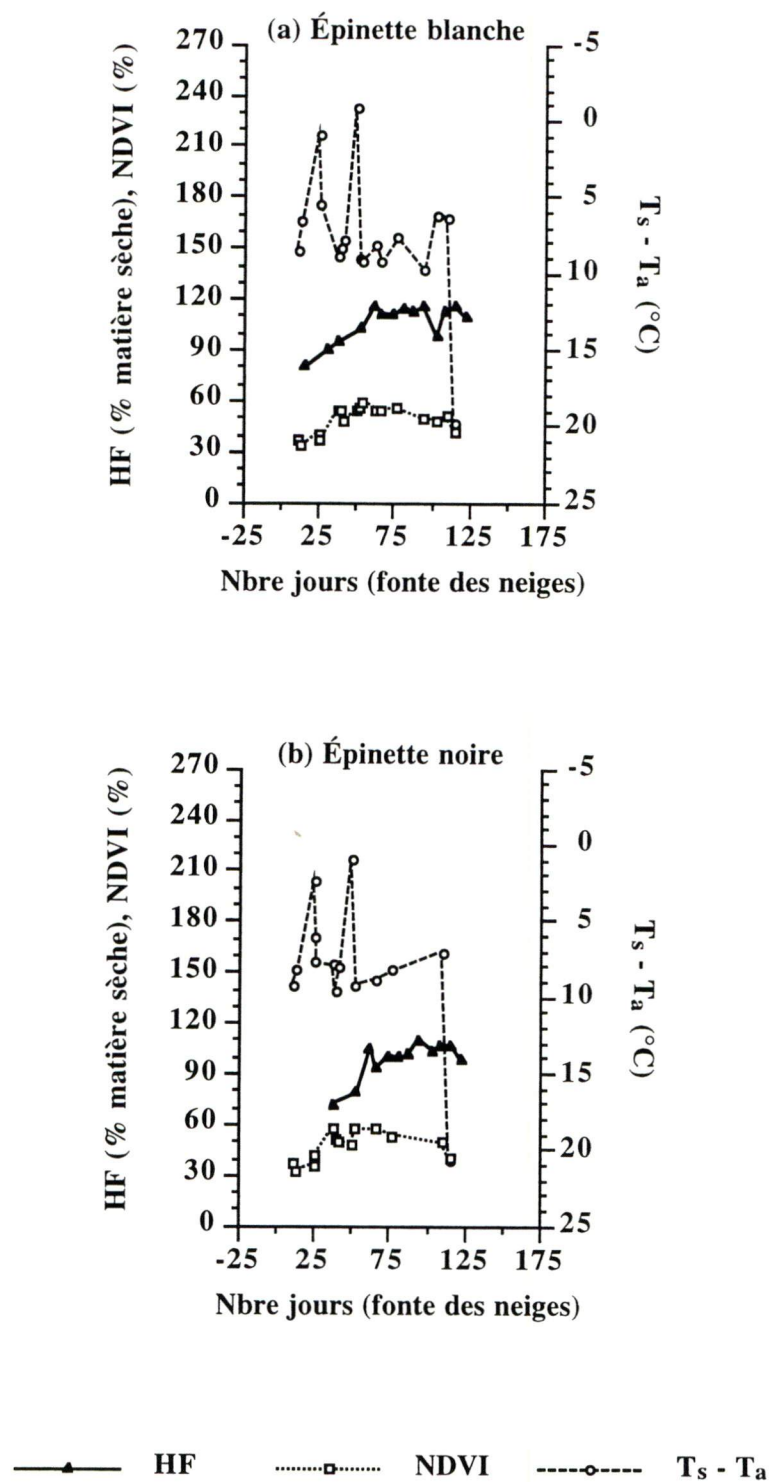


Figure 3.12: Évolution, selon le nombre de jours depuis la fonte des neiges, de l'humidité foliaire (HF), du NDVI et de  $T_s - T_a$  à Norman Wells pour (a) l'épinette blanche et (b) l'épinette noire.



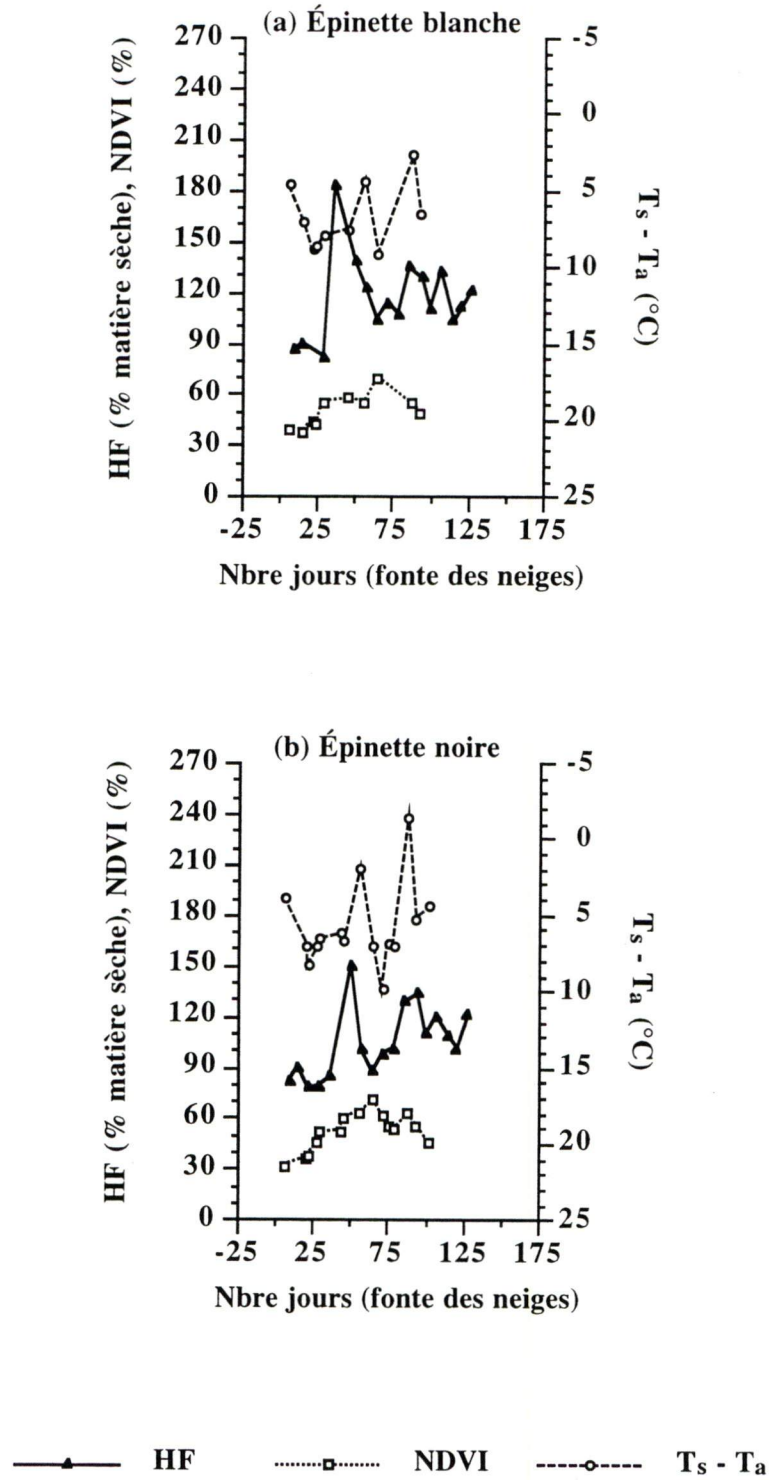


Figure 3.13: Évolution, selon le nombre de jours depuis la fonte des neiges, de l'humidité foliaire (HF), du NDVI et de  $T_s - T_a$  à Inuvik pour (a) l'épinette blanche et (b) l'épinette noire.

Dans le cas de massifs forestiers méditerranéens français, la température de surface a déjà été montrée comme étant meilleure que le NDVI pour suivre l'évolution saisonnière de l'état hydrique du sous-bois (Gouyet *et al.*, 1991) et celle du nombre de départs de feux (Prosper-Laget *et al.*, 1995). Néanmoins, dans le cas de forêts méditerranéennes espagnoles, Lopez *et al.* (1991) et Illera *et al.* (1996) ont montré que des indices dérivés de l'évolution temporelle du NDVI permettent d'évaluer le danger d'incendie. De même, des indices dérivés du NDVI ont permis de suivre l'évolution saisonnière du nombre de feux dans les Rocheuses septentrionales, mais moins bien l'évolution des superficies incendiées (Hartford and Burgan, 1994). Cependant, dans tous ces cas, comme dans la présente étude, des valeurs seuils de NDVI ou de température de surface n'ont pas pu être définies par rapport au stress hydrique de la végétation forestière ou au danger d'incendie de forêt.

### 3.3. Influence du taux de couverture sur les données thermiques

Comme les sites d'étude sont localisés dans des écosystèmes forestiers partiellement couvrants, soit à la limite nord de la forêt boréale et dans la forêt de transition (figure 2.4), nous avons vérifié si le concept du trapèze VIT de Moran *et al.* (1994) représentait bien l'influence du taux de couverture sur les données thermiques. Quelque soit le type de peuplement de conifère étudié, un trapèze peut en effet être utilisé pour représenter la grande dispersion des valeurs de  $T_s - T_a$  en fonction du taux de couverture, représenté par le NDVI (figure 3.14). Ainsi, quand le NDVI augmente, l'écart  $T_s - T_a$  diminue, à cause d'une plus grande perte de chaleur latente vers l'atmosphère due à une plus grande transpiration par la végétation (Goward *et al.*, 1985). Aussi, la végétation étant généralement plus humide que le sol, une augmentation du taux de couverture par la végétation entraîne une diminution de l'écart  $T_s - T_a$  (Guyot, 1989).

### 3.4. Relation entre les données satellitaires et l'humidité foliaire

Nous avons ensuite calculé des relations statistiques entre l'humidité foliaire et le NDVI (figure 3.15), et  $T_s - T_a$  (figure 3.16), pour les sites où il y avait suffisamment d'images claires. Dans le cas des relations avec le NDVI, celui-ci diminue à partir d'environ 120% d'humidité foliaire (figure 3.15). La comparaison entre les évolutions temporelles de l'humidité foliaire et celles du NDVI montre qu'il y a des périodes où le NDVI varie dans le même sens que l'humidité foliaire et d'autres, où les deux variables varient en sens opposé (figures 3.17b, 3.17c et 3.17d).

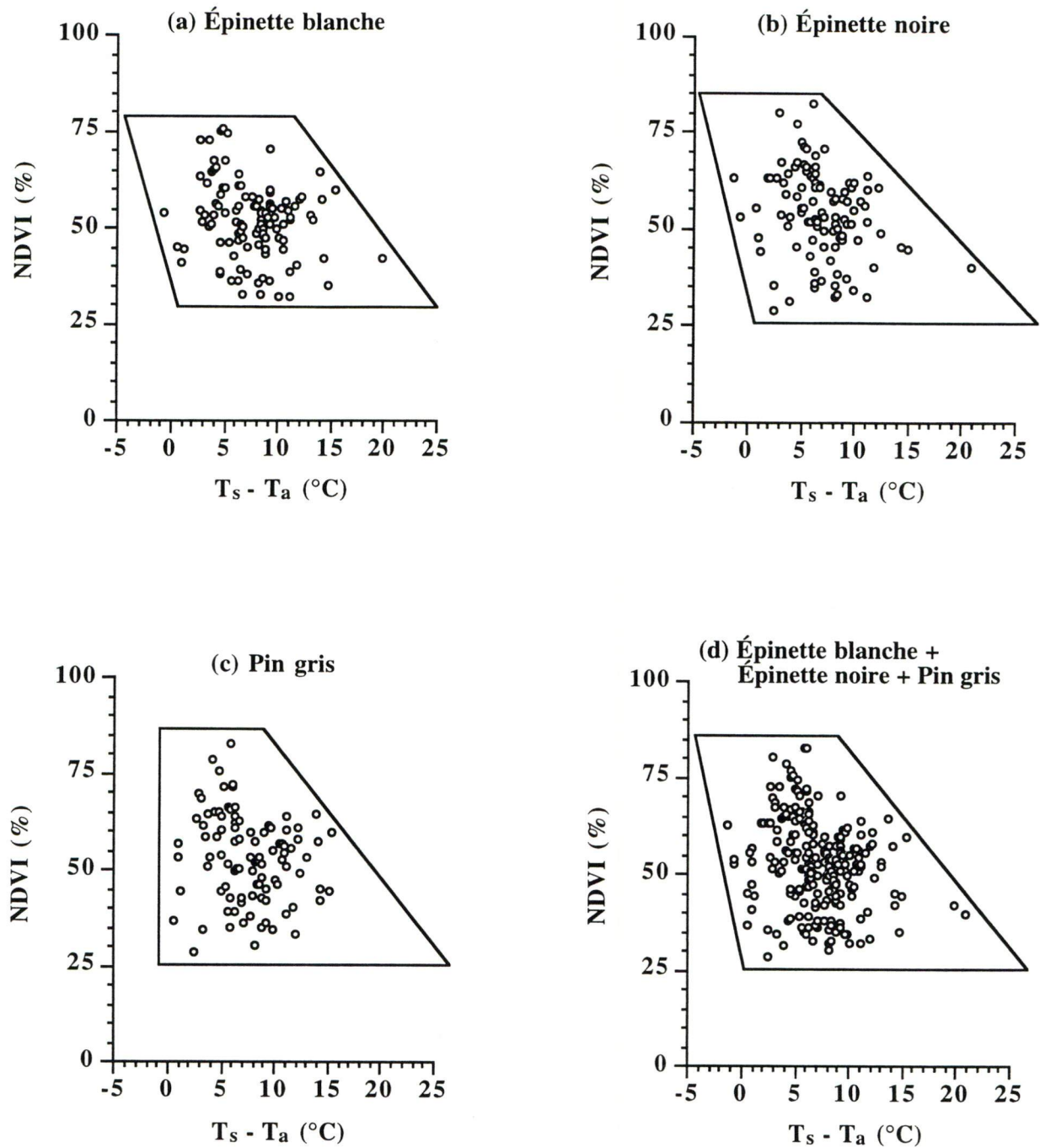


Figure 3.14: Le concept du trapèze VIT de Moran *et al.* (1994), tous les sites confondus, pour (a) l'épinette blanche, (b) l'épinette noire, (c) le pin gris et (d) les trois types de peuplements de conifères ensemble.



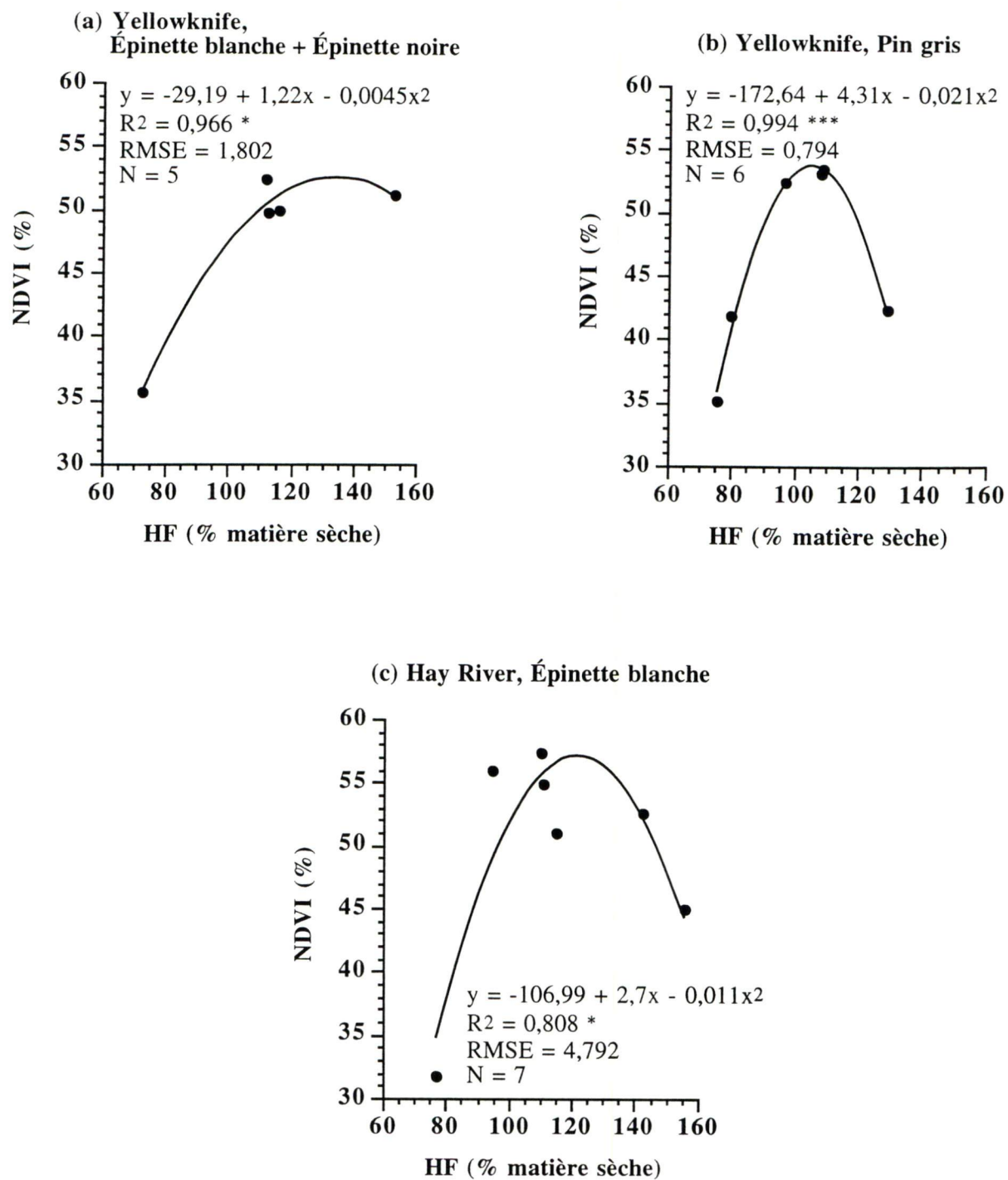


Figure 3.15: Relation entre le NDVI et l'humidité foliaire (HF) pour divers sites d'étude.

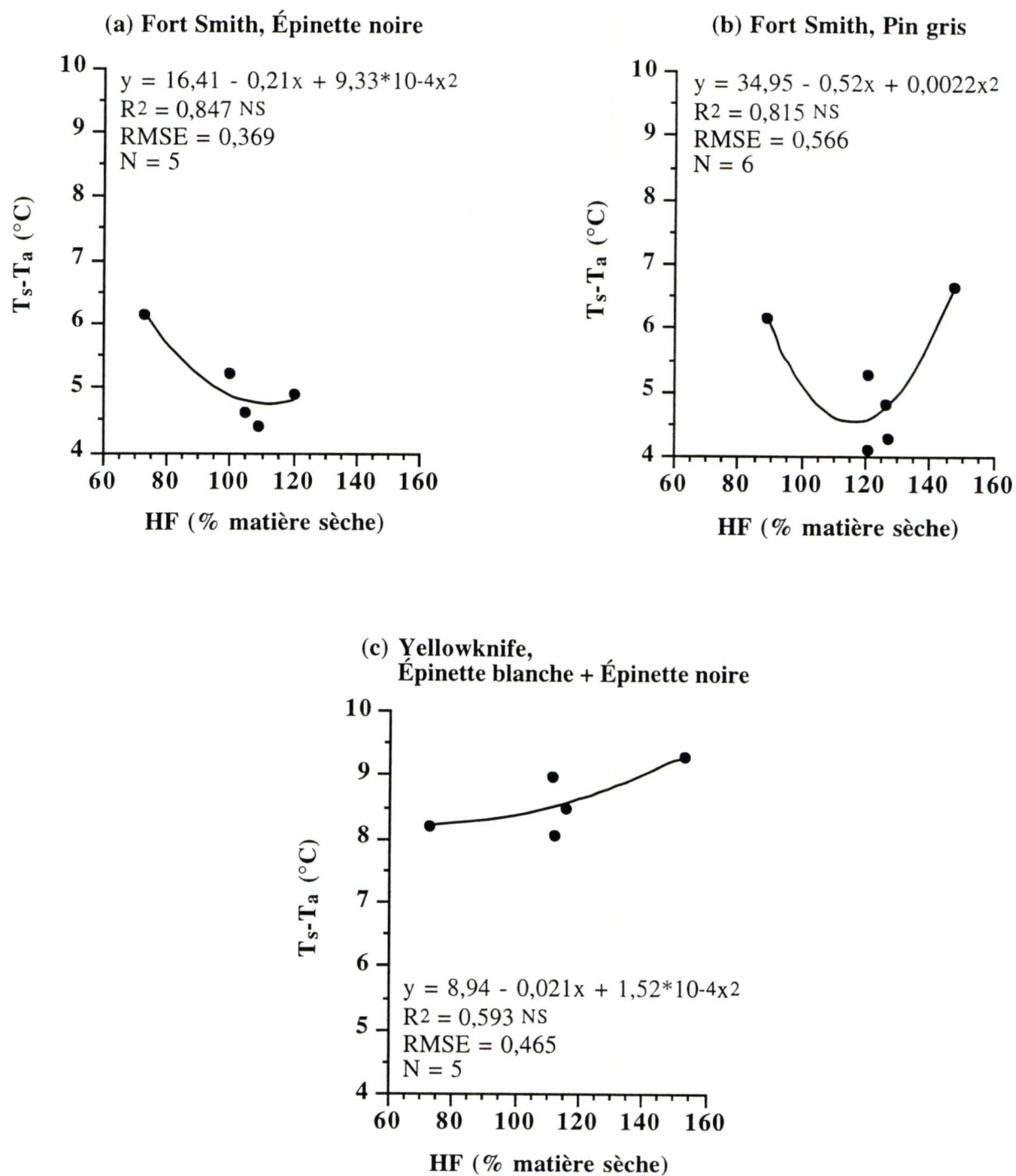


Figure 3.16: Relation entre  $T_s - T_a$  et l'humidité foliaire (HF) pour divers sites d'étude.

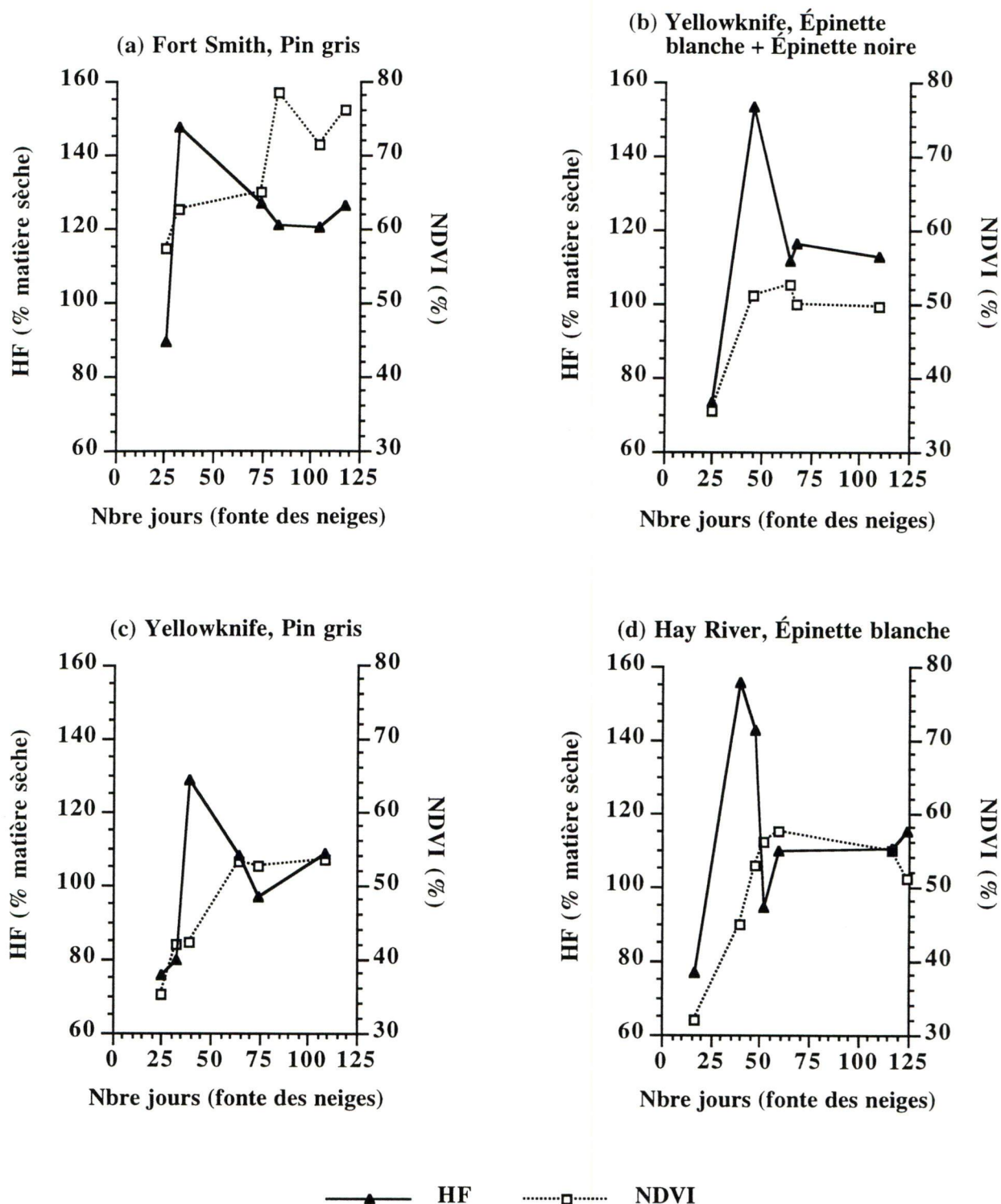


Figure 3.17: Évolution, selon le nombre de jours depuis la fonte des neiges, de l'humidité foliaire (HF) et du NDVI pour divers sites d'étude.



Dans le premier cas, le NDVI est sensible à la première composante de l'humidité foliaire, soit le poids frais de la matière végétale (équation 2.1). Dans le second cas, le NDVI est sensible à la deuxième composante de l'humidité foliaire, soit le poids sec de la matière végétale (équation 2.1). Les faibles valeurs de NDVI du début de saison malgré des valeurs d'humidité foliaire supérieures à 120% peuvent donc être expliquées par une faible quantité de végétation résultant en un poids sec peu élevé dans le calcul de l'humidité foliaire. Étant donné que la relation entre le NDVI et l'humidité foliaire change de pente aux alentours de 120% d'humidité foliaire, celle-ci est la mieux ajustée avec une fonction quadratique.

Dans le cas des relations avec  $T_s - T_a$ , les résultats montrent qu'il est important de tenir compte de l'influence du taux de couverture sur les données thermiques. En effet, alors que les relations entre  $T_s - T_a$  et l'humidité foliaire sont non significatives (figure 3.16), elles le deviennent si on divise  $T_s - T_a$  par NDVI (figure 3.18). Par rapport au NDVI ou à la température de surface, le rapport entre le NDVI et la température de surface a d'ailleurs déjà été montré comme étant un meilleur indicateur de l'état hydrique de la végétation forestière (Nemani and Running, 1989; Dominguez *et al.*, 1994; Martin *et al.*, 1994; Prosper-Laget *et al.*, 1994; Alonso *et al.*, 1995). Comme pour le NDVI, c'est une fonction quadratique qui ajuste le mieux la relation entre  $T_s - T_a / \text{NDVI}$  et l'humidité foliaire, parce que cette dernière change de pente aux environs de 120% d'humidité foliaire, particulièrement pour le site du pin gris à Fort Smith et le site de l'épinette blanche et de l'épinette noire à Yellowknife (figure 3.18). Pour ces deux sites, les valeurs d'humidité foliaire supérieures à 120% sont observées au début de la saison des feux. Après ce maximum, l'écart  $T_s - T_a$  diminue comme l'humidité foliaire (figures 3.19a et 3.19b) et le NDVI augmente (figures 3.17a et 3.17b). Durant cette période, les indices spectraux sont donc moins sensibles à la composante poids frais de l'humidité foliaire qu'à la composante poids sec qui augmente à cause du feuillage neuf qui commence à débourrer. Après cette période, le NDVI varie dans le même sens que l'humidité foliaire et  $T_s - T_a$  en sens opposé, car les indices spectraux deviennent alors plus sensibles à la composante poids frais qu'à la composante poids sec de l'humidité foliaire. À cause de sa sensibilité à la composante poids sec de l'humidité foliaire, l'écart  $T_s - T_a$  est élevé en début de saison pour des valeurs d'humidité foliaire supérieures à 120% et donc un changement de pente dans la courbe quadratique est observé aux alentours de cette valeur. Étant donné que celle-ci correspond à l'humidité foliaire maximale estimée par la Méthode canadienne de prévision du comportement des incendies de forêt (Méthode PCI) et qui est atteinte après la fin du minimum printanier (Forêts Canada, 1992), la partie de la courbe quadratique supérieure à 120% d'humidité foliaire n'a pas été considérée, par la suite, dans l'estimation de l'humidité foliaire par les indices spectraux.

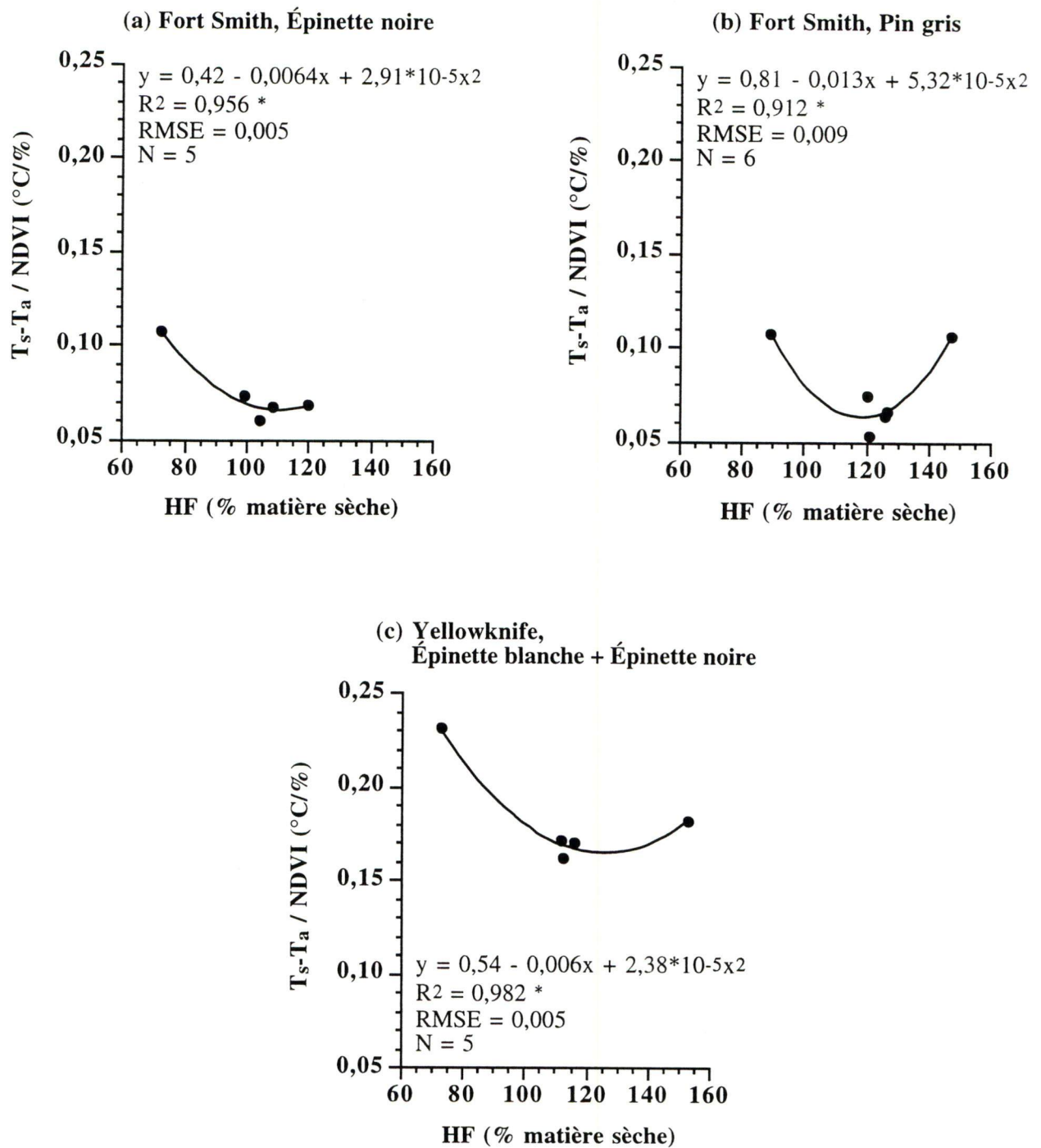


Figure 3.18: Relation entre  $T_s-T_a/NDVI$  et l'humidité foliaire (HF) pour divers sites d'étude.

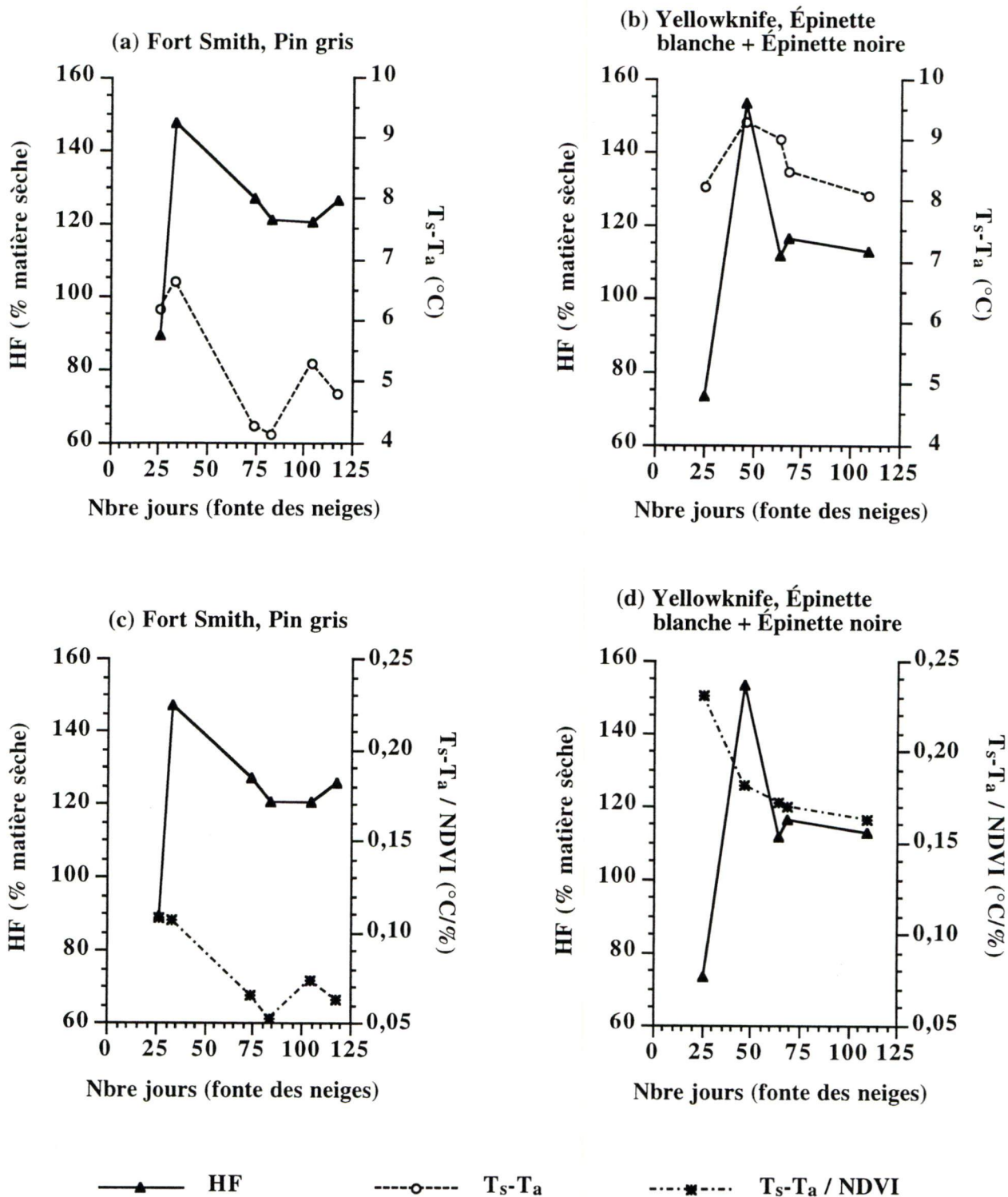


Figure 3.19: Évolution, selon le nombre de jours depuis la fonte des neiges, de l'humidité foliaire (HF), de  $T_s - T_a$  et de  $T_s - T_a / NDVI$  pour divers sites d'étude.



### 3.5. Comparaison entre l'estimation spectrale de l'humidité foliaire et l'estimation par la Méthode PCI

Nous avons ensuite comparé l'humidité foliaire estimée par les indices spectraux, tel que décrit dans la section précédente, à celle estimée par les équations de la Méthode PCI corrigée pour des latitudes supérieures à 60° N (tableau 2.7). Généralement, l'humidité foliaire estimée par NDVI (figure 3.20) ou par  $T_s - T_a / \text{NDVI}$  (figure 3.21) donne de meilleurs résultats que celle déduite de la Méthode PCI corrigée. En effet, cette dernière utilise des équations qui sont statistiquement non significatives pour la période comprise entre 30 et 50 jours depuis la date du minimum d'humidité foliaire (tableau 2.7). De plus, les équations de la Méthode PCI ne tiennent pas compte des variations de l'humidité foliaire dues aux variations inter-annuelles climatiques (Forêts Canada, 1992). Au contraire, l'estimation spectrale de l'humidité foliaire permet de considérer l'influence de l'année, car la télédétection représente, par essence, la réponse intégrée de la végétation aux différents facteurs influençant son état (Goward and Dye, 1987). Les deux types d'estimations permettent, par ailleurs, de tenir compte du type de peuplement de conifère. Par contre, les équations de la Méthode PCI corrigée ne considèrent pas la variabilité de la nature du sous-bois, car elles ont été réestimées pour tous les sites confondus, tandis que l'estimation spectrale de l'humidité foliaire est spécifique au site d'étude et permet donc de tenir compte de la nature du sous-bois. L'utilisation de données optiques et thermiques NOAA-AVHRR pour estimer l'humidité foliaire est cependant limitée par la disponibilité en images claires (tableau 2.6), comme le montre le petit nombre d'observations utilisées dans l'estimation spectrale.

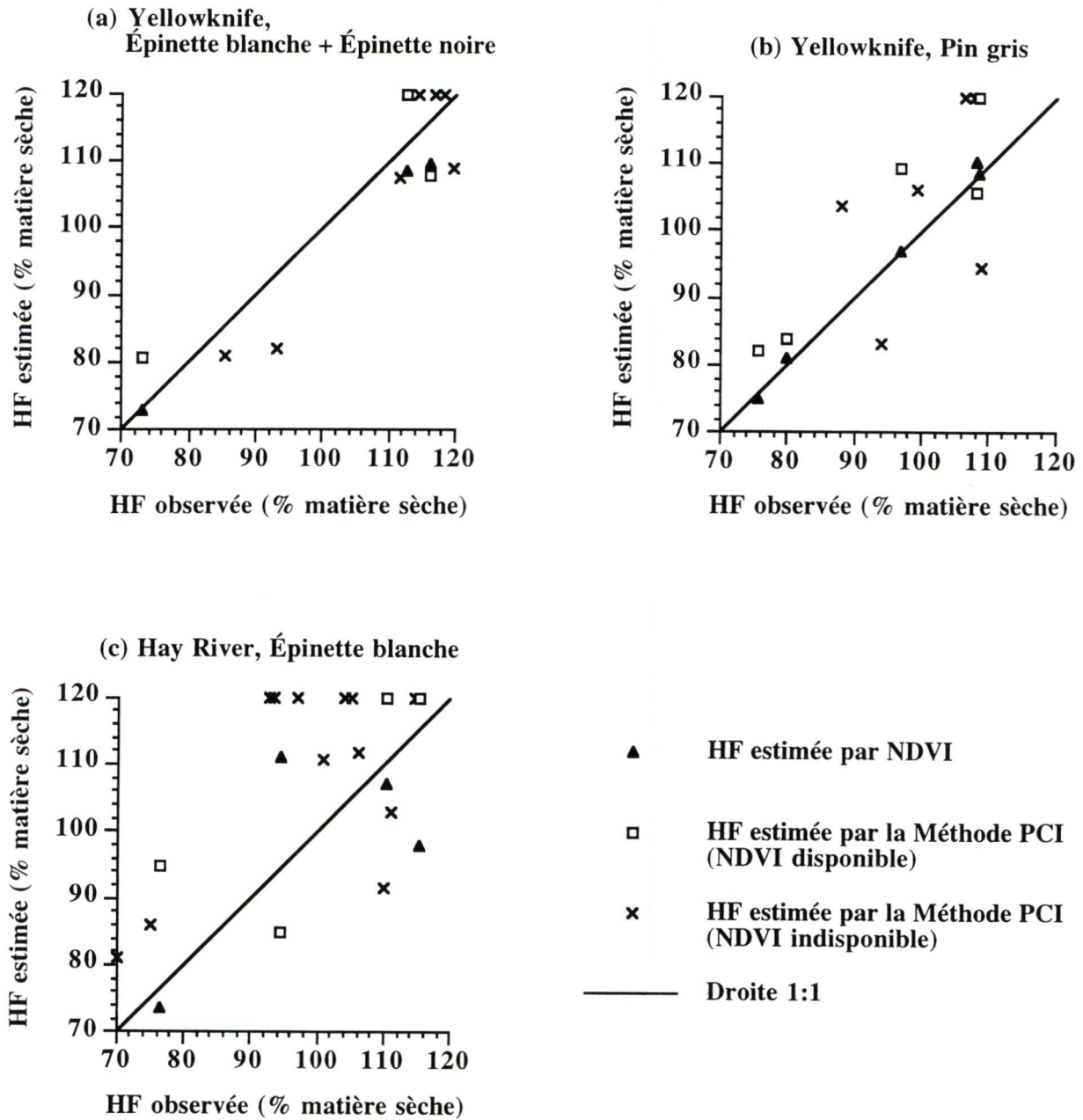


Figure 3.20: Humidité foliaire (HF) estimée par NDVI et par la Méthode PCI corrigée pour des latitudes supérieures à 60° N, en fonction de l'humidité foliaire observée.

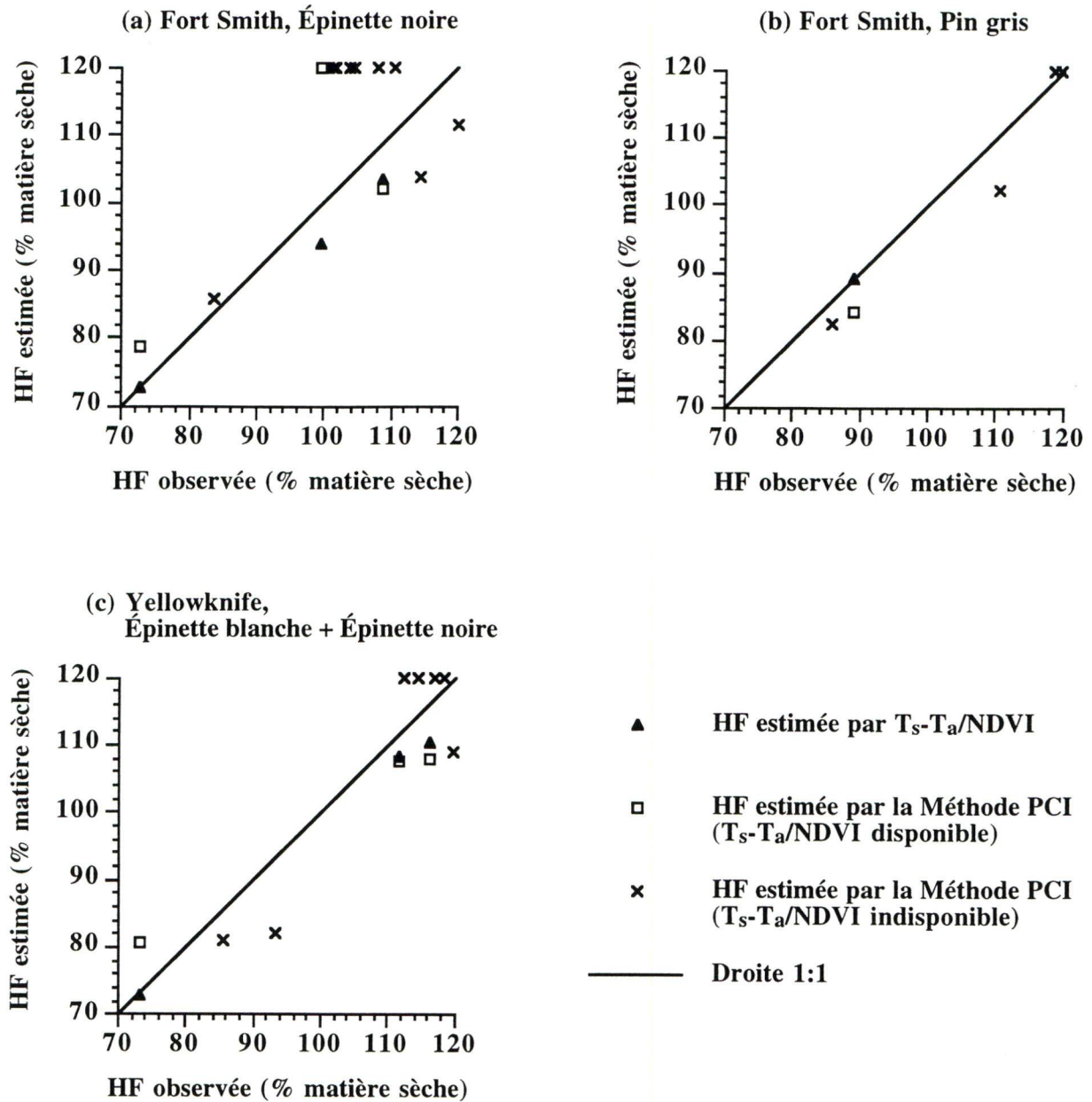


Figure 3.21: Humidité foliaire (HF) estimée par  $T_s-T_a/NDVI$  et par la Méthode PCI corrigée pour des latitudes supérieures à  $60^\circ N$ , en fonction de l'humidité foliaire observée.



#### 4. Conclusions

Au Canada, le danger de feu de forêt et le comportement du feu sont évalués quotidiennement par la Méthode canadienne d'évaluation des dangers d'incendie de forêt (MCÉDIF) qui a entre autres, comme intrant, l'humidité foliaire. Dans la Méthode canadienne de prévision du comportement des incendies de forêt (Méthode PCI), une des quatre méthodes secondaires de la MCÉDIF, l'humidité foliaire est calculée indirectement à partir de l'altitude, la latitude, la longitude et la date. Cette méthode d'estimation de l'humidité foliaire a cependant quelques limitations. Ainsi, elle est basée sur des équations empiriques qui ont été estimées à partir d'observations recueillies à des latitudes inférieures à 60° N et qui ne représentent donc pas la pleine amplitude géographique du phénomène. Aussi, elle ne tient pas compte des variations de l'humidité foliaire selon le type de combustible et selon les variations inter-annuelles climatiques. Enfin, elle ne tient pas compte de l'effet du feuillage neuf qui commence à débourrer vers la fin du minimum printanier.

Une alternative avantageuse pour estimer l'humidité foliaire est d'utiliser la télédétection satellitaire. Une revue de la littérature a montré que ce sont les données optiques qui ont d'abord été utilisées pour évaluer l'état hydrique de la végétation. Il y a cependant une saturation de la réponse et une variabilité de la relation selon l'état hydrique du site. En effet, les données optiques sont davantage reliées à l'état de verdeur de la végétation qu'à son état hydrique. La relation physique entre l'évapotranspiration réelle de la végétation et sa température de surface obtenue à partir de données thermiques a ensuite été étudiée. Cette relation n'est cependant valable que pour une couverture végétale totalement couvrante. Pour des couverts végétaux partiellement couvrants, tels les peuplements forestiers de notre région d'étude qui sont situés à la limite nord de la forêt boréale et dans la forêt de transition, la température de surface mesurée par un capteur infrarouge thermique est un mélange de la température de la végétation et du sol nu qui peuvent avoir des températures de surface différentes, de par leur nature et leur état hydrique qui peut être différent. Pour déterminer l'état hydrique de la végétation, il faut donc utiliser à la fois les données optiques, qui sont un bon indicateur du taux de couverture, et les données thermiques, qui sont un bon indicateur de l'état hydrique de la végétation. Ces deux types de données ont l'avantage d'être acquis en même temps par les satellites NOAA-AVHRR et LANDSAT-TM.

Dans une perspective de prévision du danger d'incendie de forêt, nous avons analysé si l'indice de végétation NDVI et l'écart  $T_s - T_a$ , dérivés respectivement d'images optiques et thermiques

NOAA-AVHRR, pouvaient être utilisés pour suivre l'évolution saisonnière de l'humidité foliaire de peuplements d'épinette blanche, d'épinette noire et de pin gris localisés sur sept sites le long du fleuve Mackenzie (Territoires du Nord-Ouest). Malgré le manque d'images claires correspondant aux dates de mesures biologiques et la faible résolution spatiale des images, des relations statistiques significatives entre les indices spectraux et l'humidité foliaire ont été trouvées pour certains sites d'étude. Dans tous les cas, celles-ci ont été les mieux ajustées avec une fonction quadratique changeant de pente aux alentours de 120% d'humidité foliaire, car pour des valeurs supérieures à 120%, les indices spectraux sont plus sensibles à la quantité de végétation correspondant à la composante poids sec de l'humidité foliaire qu'à la composante poids frais. Dans le cas des données thermiques, les relations sont significatives seulement si on divise  $T_s - T_a$  par NDVI, de façon à tenir compte de l'influence du taux de couverture sur la température de surface. Dans tous les cas, l'estimation spectrale de l'humidité foliaire a été meilleure que l'estimation par la Méthode PCI, même si les équations de cette dernière ont été réestimées pour des latitudes supérieures à 60° N en utilisant les données d'humidité foliaire observées dans les sites d'étude.

Cependant, l'estimation spectrale de l'humidité foliaire est basée sur des relations empiriques qui dépendent de l'année et de la région où les données ont été acquises. Par exemple, l'année 1994 a particulièrement été chaude et sèche dans notre région d'étude. Nos relations devraient donc être validées avec des données acquises sur d'autres années et d'autres régions. De plus, les données d'humidité foliaire utilisées pour calculer nos relations constituent une moyenne simple entre la teneur en eau des aiguilles de l'année, de un an et de deux ans. Une meilleure représentation de l'état hydrique du couvert forestier serait par contre une moyenne pondérée selon les différentes proportions d'aiguilles de chaque classe d'âge retrouvées dans les arbres. Aussi, nos relations ne permettent que d'estimer l'humidité foliaire de peuplements de conifères, mais un meilleur indicateur du stress hydrique est le rapport entre l'évapotranspiration réelle et l'évapotranspiration potentielle de la végétation (ETR/ETP). Pour évaluer le danger d'incendie dans le cas de forêts méditerranéennes françaises à l'aide d'images infrarouges thermiques NOAA-AVHRR, Vidal *et al.* (1994a) ont développé une méthode pour estimer l'évapotranspiration réelle à partir de l'écart  $T_s - T_a$  et l'évapotranspiration potentielle à partir de données météorologiques. Pour le même écosystème forestier, le rapport ETR/ETP calculé selon cette méthode a été utilisé opérationnellement par Desbois (1994) comme indice de stress hydrique pour la prévision quotidienne du danger d'incendie de forêt durant l'été 1994. Le calcul du rapport ETR/ETP requiert également de connaître l'albédo, l'émissivité, la hauteur du couvert et l'indice foliaire. L'albédo peut être estimé par la bande proche infrarouge de NOAA-AVHRR (Granger, 1997) et l'indice foliaire par le NDVI (Leblon *et al.*, 1993).



Par ailleurs, nous avons mis en relation des données d'humidité foliaire mesurées dans des peuplements de conifères ayant une superficie d'environ 1 km<sup>2</sup> chacun avec des données satellitaires acquises sur des surfaces de 9 km<sup>2</sup>. Malgré la différence d'échelle entre ces deux types de données, les peuplements forestiers étudiés étaient supposés d'être suffisamment homogènes pour que les données spectrales puissent représenter leur état hydrique. Toutefois, des relations plus exactes pourraient être obtenues avec l'aide, par exemple, d'un système d'information géographique capable de comparer des données de résolutions spatiales différentes (Nellis *et al.*, 1990), ou bien en travaillant au niveau du sous-pixel (Foschi, 1994). De plus, pour que les résultats de notre étude puissent être appliqués à la cartographie du danger d'incendie de forêt, il faudrait analyser si les cartes dérivées des images NOAA-AVHRR correspondent aux cartes de feux de forêt qui sont survenus en 1994 dans notre région d'étude.

Notre étude, qui se voulait exploratoire, a permis d'étudier les potentialités de l'imagerie optiques et thermiques NOAA-AVHRR dans l'estimation de l'humidité foliaire et éventuellement du stress hydrique de peuplements de conifères. Notre étude est particulièrement intéressante pour les Territoires du Nord-Ouest, car il existe une station de réception des données NOAA-AVHRR à Fort Smith. Ce genre d'étude pourrait cependant très bien être réalisé dans d'autres régions éloignées, car l'acquisition des images NOAA-AVHRR peut se faire avec un équipement relativement simple, peu coûteux et facilement transportable.

Une limitation des données optiques et thermiques NOAA-AVHRR est par contre leur dépendance aux conditions météorologiques et d'éclairement solaire qui restreignent donc la disponibilité de ce type de données. D'après Bussières et Goita (1997), quatre solutions sont toutefois possibles pour minimiser ce problème. D'abord, vu leur répétitivité temporelle de 12 h, les satellites de la série NOAA offrent l'avantage d'acquérir chacun plusieurs images par jour sur notre région d tude, dont deux à quatre en matinée et deux à quatre en après-midi (Skeates, 1998). Même si les images d'après-midi correspondent aux heures les plus chaudes de la journée, quand le danger d'incendie de forêt est à son maximum, Lagouarde et Oliso (1995) ont montré que l'écart  $T_s - T_a$  mesuré en milieu de matinée est comparable à celui mesuré en milieu d'après-midi, mais avec une probabilité d'avoir un ciel clair le matin plus élevée qu'en après-midi. Un autre moyen pour réduire la contamination par les nuages est d'utiliser des images composites, où un critère de sélection (par exemple la valeur maximale du NDVI ou de la température de surface) est employé pour choisir les pixels les moins nuageux durant la période de composition (par exemple 10 jours). Les images composites ne permettent pas cependant un suivi quotidien de l'état hydrique de la végétation qui nécessite des données journalières. Aussi, une façon de contourner le problème de couverture nuageuse est d'incorporer les données



NOAA-AVHRR dans un modèle hydrologique existant. Lorsque les données NOAA-AVHRR sont disponibles, elles sont utilisées pour recalibrer les paramètres du modèle, augmentant ainsi son exactitude et sa précision. Lors de journées nuageuses, le modèle est simplement utilisé tel quel pour estimer, par exemple, l'état hydrique de la végétation.

Enfin, pour augmenter la disponibilité en images claires, les possibilités de la télédétection par hyperfréquences passives et actives seraient aussi à étudier. Dans le domaine des hyperfréquences passives, l'émission naturelle de la surface a le pouvoir de pénétrer les nuages et donc d'être mesurée indépendamment des conditions météorologiques par les capteurs satellitaires. Comme pour le domaine thermique, il est possible d'extraire la température de brillance de la surface à partir de son émission en hyperfréquences. Celle-ci peut notamment être mesurée par le capteur SSM/I (*Special Sensor Microwave Imager*), un radiomètre à hyperfréquences passives à bord des satellites DMSP (*Defense Meteorological Satellite Program*). En raison de trois à quatre images par jour proche des pôles, la grande résolution temporelle des données SSM/I est bien adaptée pour le suivi quotidien de l'état hydrique de la végétation, mais non leur faible résolution spatiale de 12,5 km, à la fréquence de 85,5 GHz et de 25 km, aux fréquences de 19,35, 22,235 et 37,0 GHz (Piwowar, 1998).

Dans le domaine des hyperfréquences actives, les systèmes radar peuvent également fonctionner indépendamment des conditions météorologiques et de l'éclairement solaire, car ils envoient leur propre signal en hyperfréquences et mesurent la rétrodiffusion de ce signal par la surface visée (Desfossés *et al.*, 1985). À la différence des ondes de la région optique et thermique, les ondes en hyperfréquences émises par un radar peuvent, de plus, pénétrer les couverts forestiers jusqu'à une certaine profondeur (Desfossés *et al.*, 1985). La rugosité de surface et la constante diélectrique sont les deux facteurs qui influencent le plus la rétrodiffusion radar (Desfossés *et al.*, 1985). La constante diélectrique de la végétation dépend directement de sa teneur en eau qui est un des paramètres conditionnant le danger d'incendie de forêt. Ainsi, Westman et Paris (1987) et Vidal *et al.* (1994b) ont montré que la rétrodiffusion radar en bande C est reliée à la teneur en eau des éléments fins (feuilles ou aiguilles) de la partie supérieure du couvert forestier. De même, Moghaddam et Saatchi (1995) ont pu suivre l'évolution saisonnière de l'état hydrique d'un jeune peuplement de pins gris situé dans la forêt boréale canadienne en estimant la constante diélectrique de la végétation à partir de la rétrodiffusion radar en bandes C et L. D'après ces études, la télédétection par radar pourrait s'avérer un outil efficace dans le suivi de l'état hydrique de la végétation forestière, particulièrement en utilisant la bande C qui est sensible aux éléments fins du couvert forestier, comme les feuilles et les petites branches (Yatabe and Leckie, 1995). Cependant, lorsque l'angle d'incidence du rayonnement est faible, tels qu'avec

les satellites ERS-1 et ERS-2 (*European Remote Sensing satellites*) qui ont un angle d'incidence de  $23^\circ$ , les bandes de courte longueur d'onde, telle la bande C, sont aussi très sensibles à la rugosité de la surface (Cavayas *et al.*, 1995; Schaller *et al.*, 1995; Yatabe and Leckie, 1995). Le satellite canadien RADARSAT, avec un angle d'incidence variant de  $10^\circ$  à  $59^\circ$ , permet toutefois de réduire ce problème.

## 5. Références

Ahern, F.J. and Archibald, P.D. (1986) Thematic Mapper information about Canadian forests: early results from across the country. Proceedings of the 10<sup>th</sup> Canadian Symposium on Remote Sensing, Edmonton, Alberta, May 1986, p. 683-696.

Albini, F.A. (1984) Wildland fires. American Scientist, vol. 72, n° 6, p. 590-597.

Alonso, M., Camarasa, A. and Chuvieco, E. (1995) Estimating fuel moisture and fire danger from NOAA-AVHRR data. Proceedings of the EARSeL Workshop on Remote Sensing and GIS Applications to Forest Fire Management, Alcalá de Henares, Spain, September 7-9 1995, p. 123-126.

Baret, F. and Guyot, G. (1991) Potentials and limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment. Remote Sensing of Environment, vol. 35, p. 161-173.

Becker, F. (1987) The impact of spectral emissivity on the measurement of land surface temperature from a satellite. International Journal of Remote Sensing, vol. 8, n° 10, p. 1509-1522.

Blanc, M., Lajoie, M., Lefebvre, F., Prémont, M. et Racine, C. (1987) Glossaire de termes employés en gestion des feux de forêt. 4<sup>e</sup> édition, Conseil national de recherches du Canada, Comité canadien de gestion des feux de forêt, Ottawa, Ontario, Publication CNRC n° 26517, 69 p.

Bonn, F. et Rochon, G. (1992) Précis de télédétection, Volume 1: Principes et méthodes. Presses de l'Université du Québec, 485 p.

BOREAS (1991) BOREAS (Étude de l'écosystème boréal et de l'atmosphère): Changements à l'échelle du globe et interactions biosphère-atmosphère dans le biome de la forêt boréale. Plan scientifique, septembre 1991, 30 p. + annexes.

Brutsaert, W.H. (1975) On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies. Water Resources Research, vol. 11, p. 742-744.



Burgan, R.E. and Hardy, C.C. (1993) Ground truthing a national AVHRR based vegetation / fuels map. Proceedings of the 12<sup>th</sup> Conference on Fire and Forest Meteorology, Jekyll Island, Georgia, October 26-28 1993, on CD-ROM.

Burgan, R.E. and Hartford, R.A. (1993) Monitoring vegetation greenness with satellite data. General Technical Report INT-297, Ogden, Utah, U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Research Station, 13 p.

Burgan, R.E. (1996) Use of remotely sensed data for fire danger estimation. EARSel Advances in Remote Sensing, vol. 4, n° 4-XI, p. 1-8.

Burgan, R.E., Hartford, R.A. and Eidenshink, J.C. (1996) Using NDVI to assess departure from average greenness and its relation to fire business. General Technical Report INT-GTR-333, Ogden, Utah, U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Intermountain Research Station, 8 p.

Bussi res, N. and Goita, K. (1997) Evaluation of strategies to deal with cloudy situations in satellite evapotranspiration algorithms. Proceedings of the 3<sup>rd</sup> International Workshop on Application of Remote Sensing in Hydrology, October 16-18 1996, Greenbelt, Maryland, p. 33-44.

Canadian Forest Service, Geomatics Canada, Canadian Geographic Enterprises (1996) The Boreal Forest. National Atlas of Canada, poster-map MCR 1402.

Carlson, J.D., Burgan, R.E. and Engle, D.M. (1996) Using the Oklahoma Mesonet in developing a near-real-time, next-generation fire danger rating system. Proceedings of the 22<sup>nd</sup> Conference on Agricultural and Forest Meteorology with Symposium on Fire and Forest Meteorology, Jan. 28-Feb. 2 1996, Atlanta, Georgia, Boston, Massachusetts, American Meteorological Society, p. 249-252.

Carlson, T.N., Perry, E.M. and Schmugge, T.J. (1990) Remote estimation of soil moisture availability and fractional vegetation cover for agricultural fields. Agricultural and Forest Meteorology, vol. 52, p. 45-69.

Carlson, T.N., Gillies, R.R. and Perry, E.M. (1994) A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer surface soil water content and fractional vegetation cover. *Remote Sensing Reviews*, vol. 9, p. 161-173.

Carlson, T.N. and Ripley, D.A. (1997) On the relation between NDVI, fractional vegetation cover and leaf area index. *Remote Sensing of Environment*, vol. 62, p. 241-252.

Carrega, P. et Wybo, J.L. (1992) Vers une évaluation intégrée du risque d'incendie de forêt. *Revue d'analyse spatiale quantitative et appliquée*, n° 32, p. 49-57.

Cavayas, F., Beaulieu, M. et Desjardins, R. (1995) Mise à jour des cartes forestières à l'aide des images satellites: l'apport de l'imagerie ERS-1. *Proceedings of the International Symposium on Retrieval of Bio- and Geophysical Parameters from SAR Data for Land Applications*, Toulouse, France, October 10-13 1995, p. 179-183.

Chase, C.H. and Andrews, P.L. (1993) Quantifying the normalized difference vegetation index and its changes. *Proceedings of the 12<sup>th</sup> Conference on Fire and Forest Meteorology*, Jekyll Island, Georgia, October 26-28 1993, on CD-ROM.

Chen, J.M. and Cihlar, J. (1996) Retrieving leaf area index of boreal conifer forests using Landsat TM images. *Remote Sensing of Environment*, vol. 55, p. 153-162.

Choudhury, B.J., Idso, S.B. and Reginato, R.J. (1987) Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared-temperature based energy balance equation. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 39, p. 283-297.

Choudhury, B.J. (1994) Synergism of multispectral satellite observations for estimating regional land surface evaporation. *Remote Sensing of Environment*, vol. 49, p. 264-274.

Chuvieco, E. and Congalton, R.G. (1989) Application of remote sensing and geographic information systems to forest fire hazard mapping. *Remote Sensing of Environment*, vol. 29, p. 147-159.

Chuvieco, E. and Martin, M.P. (1994) Global fire mapping and fire danger estimation using AVHRR images. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 60, n° 5, p. 563-570.

Cihlar, J., Manak, D. and Voisin, N. (1994) AVHRR bidirectional reflectance effects and compositing. *Remote Sensing of Environment*, vol. 48, p. 77-88.

Cihlar, J. (1996) Identification of contaminated pixels in AVHRR composite images for studies of land biosphere. *Remote Sensing of Environment*, vol. 56, p. 149-163.

Cihlar, J., Ly, H., Li, Z., Chen, J., Pokrant, H. and Huang, F. (1997) Multitemporal, multichannel AVHRR data sets for land biosphere studies - artifacts and corrections. *Remote Sensing of Environment*, vol. 60, p. 35-57.

Clothier, B.E., Clawson, K.L., Pinter, P.J. Jr., Moran, M.S., Reginato, R.J. and Jackson, R.D. (1986) Estimation of soil heat flux from net radiation during the growth of alfalfa. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 37, p. 319-329.

Cohen, W.B. (1991a) Temporal versus spatial variation in leaf reflectance under changing water stress conditions. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 12, n° 9, p. 1865-1876.

Cohen, W.B. (1991b) Response of vegetation indices to changes in three measures of leaf water stress. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 57, n° 2, p. 195-202.

Cohen, W.B. (1991c) Chaparral vegetation reflectance and its potential utility for assessment of fire hazard. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 57, n° 2, p. 203-207.

Coll, C., Caselles, V., Sobrino, J.A. and Valor, E. (1994) On the atmospheric dependence of the split-window equation for land surface temperature. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 15, n° 1, p. 105-122.

Conseil canadien des ministres des forêts (1996) Abrégé de statistiques forestières canadiennes 1995, Base nationale de données sur les forêts. Ottawa, Ontario, 202 p.

Conseil canadien des ministres des forêts (1997) Abrégé de statistiques forestières canadiennes 1996, Base nationale de données sur les forêts. Ottawa, Ontario, 234 p.

Cosentino, M.J., Woodcock, C.E. and Franklin, J. (1981) Scene analysis for wildland fire-fuel characteristics in a Mediterranean climate. *Proceedings of the 15<sup>th</sup> International Symposium on Remote Sensing of Environment*, Ann Arbor, Michigan, May 11-15 1981, p. 635-646.



Courault, D., Clastre, P., Guinot, J.-P. et Seguin, B. (1994) Analyse des sécheresses de 1988 à 1990 en France à partir de l'analyse combinée de données satellitaires NOAA-AVHRR et d'un modèle agrométéorologique. *Agronomie*, vol. 14, p. 41-56.

Cyr, L., Bonn, F. and Pesant, A. (1991) Vegetation indices derived from remote sensing for an estimation of soil protection against water erosion. *Ecological Modelling*, vol. 79, p. 277-285.

Danson, F.M., Steven, M.D., Malthus, T.J. and Clark, J.A. (1992) High-spectral resolution data for determining leaf water content. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 13, n° 3, p. 461-470.

Desbois, N. (1994) Suivi en temps réel de l'état hydrique des végétaux, par imagerie satellitaire NOAA-AVHRR. Application à la prévision du risque d'incendie en région méditerranéenne. Mémoire de D.A.A., INA Paris-Grignon et Laboratoire commun de télédétection CEMAGREF-ENGREF, 52 p. + annexes.

Desfossés, P., Dubois, J.M.M. et Bonn, F. (1985) Les micro-ondes en télédétection. Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, Bulletin de recherche n° 84-85, Sherbrooke, 113 p.

Dixon, R., Shipley, W. and Briggs, A. (1984) Landsat - a tool for mapping fuel types in the boreal forest of Manitoba: a pilot study. *Manitoba Remote Sensing Centre*, 33 p. + appendices.

Dominguez, L., Lee, B.S., Chuvieco, E. and Cihlar, J. (1994) Fire danger estimation using AVHRR images in the Prairie provinces of Canada. *Proceedings of the 2<sup>nd</sup> International Conference on Forest Fire Research*, Coimbra, Portugal, November 21-24 1994, vol. 2, C. 17, p. 679-690.

Eidenshink, J.C., Haas, R.H., Zokaites, D.M., Ohlen, D.O. and Gallo, K.P. (1989) Integration of remote sensing and GIS technology to monitor fire danger in the northern Great Plains. *Proceedings of the National GIS Conference*, Ottawa, Ontario, p. 944-956.

Eidenshink, J.C., Burgan, R.E. and Haas, R.H. (1990) Monitoring fire fuels condition by using time series composites of Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) data. *Proceedings of Resource Technology 90, 2<sup>nd</sup> International Symposium on Advanced Technology in Natural Resource Management*, Washington, D.C., Nov. 12-15 1990, p. 68-82.

Forêts Canada (1992) Élaboration et structure de la Méthode canadienne de prévision du comportement des incendies de forêt. Groupe de travail sur les dangers d'incendie, Rapport d'information ST-X-3F, Ottawa, Ontario, 68 p.

Fosberg, M.A., Rothermel, R.C. and Andrews, P.L. (1981) Moisture content calculations for 1,000-hour timelag fuels. *Forest Science*, vol. 27, p. 19-26.

Foschi, P. (1994) A geometric approach to a mixed pixel problem: detecting subpixel woody vegetation. *Remote Sensing of Environment*, vol. 50, p. 317-327.

Gates, D.M., Keegan, H.J., Schleter, J.C. and Weidner, V.R. (1965) Spectral properties of plants. *Applied Optics*, vol. 4, p. 11-20.

Gillies, R.R. and Carlson, T.N. (1995) Thermal remote sensing of surface soil water content with partial vegetation cover for incorporation into climate models. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 34, p. 745-756.

Goïta, K., Royer, A. and Bussi res, N. (1997) Characterization of land surface thermal structure from NOAA-AVHRR data over a northern ecosystem. *Remote Sensing of Environment*, vol. 60, p. 282-298.

Gouyet, J.F., King, C., Le Gleau, H., Malon, J.F., Phulpin, T. et Valette, J.C. (1991) Apport des données satellitaires NOAA-AVHRR dans le suivi de la végétation forestière. *Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Colloquium on Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, Courchevel, France, January 14-18 1991 (ESA SP-319, May 1991), vol. 2, p. 625-629.

Goward, S.N., Cruickshanks, G.D. and Hope, A.S. (1985) Observed relation between thermal emission and reflected spectral radiance of a complex vegetated landscape. *Remote Sensing of Environment*, vol. 18, p. 137-146.

Goward, S.N. and Dye, D.G. (1987) Evaluating north american net primary productivity with satellite observations. *Advances in Space Research*, vol. 11, n  3, p. 249-253.

Granberg, H. (1997) Communication orale. Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, Québec.

Granger, R.J. (1997) Comparison of surface and satellite-derived estimates of evapotranspiration using a feedback algorithm. Proceedings of the 3<sup>rd</sup> International Workshop on Application of Remote Sensing in Hydrology, October 16-18 1996, Greenbelt, Maryland, p. 71-81.

Guyot, G. (1989) Signatures spectrales des surfaces naturelles. Collection Télédétection satellitaire, Éditions Paradigme, vol. 5, 178 p.

Hartford, R.A. and Burgan, R.E. (1994) Vegetation condition and fire occurrence: a remote sensing connection. Interior West Fire Council Meeting and Symposium, Coeur d'Alene, Idaho, November 1-3 1994, 14 p.

Hartley, I. and Marshall, P. (1997) Modelling forest dynamics in the Mackenzie basin under a changing climate. *in* Cohen, S.J. (ed.), Mackenzie basin impact study (MBIS), Final report, p. 146-156.

Hoffer, R.M. and Johannsen, C.J. (1969) Ecological potentials in spectral analysis. *in* Johnson, P.L. (ed.), Remote Sensing in Ecology, University of Georgia Press, Athens, Georgia, p. 1-16.

Holben, B.N. (1986) Characteristics of maximum-value composite images from temporal AVHRR data. International Journal of Remote Sensing, vol. 7, p. 1417-1434.

Holben, B.N., Kimes, D. and Fraser, R.S. (1986) Directional reflectance response in AVHRR red and near-IR bands for three cover types and varying atmospheric conditions. Remote Sensing of Environment, vol. 19, p. 213-236.

Idso, S.B., Jackson, R.D. and Reginato, R.J. (1977) Remote sensing of crop yields. Science, vol. 196, p. 19-25.

Idso, S.B., Jackson, R.D., Pinter, P.J. Jr., Reginato, R.J. and Hatfield, J.L. (1981) Normalizing the stress-degree-day parameter for environmental variability. Agricultural Meteorology, vol. 24, p. 45-55.



Illera, P., Fernandez, A. and Delgado, J.A. (1996) Temporal evolution of the NDVI as an indicator of forest fire danger. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 17, n° 6, p. 1093-1105.

Jackson, R.D., Reginato, R.J. and Idso, S.B. (1977) Wheat canopy temperature: a practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Research*, vol. 13, n° 3, p. 651-656.

Jackson, R.D., Idso, S.B., Reginato, R.J. and Pinter, P.J. Jr. (1981) Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water Resources Research*, vol. 17, n° 4, p. 1133-1138.

Kabore, V. et Yergeau, M. (1982) Disponibilité en eau pour les plantes et cartographie des feux de brousse par imagerie satellite. Centre régional de télédétection de Ouagadougou, Ouagadougou, 17 p.

Kadonaga, L. (1997) Forecasting future fire susceptibility in the Mackenzie basin. *in* Cohen, S.J. (ed.), *Mackenzie basin impact study (MBIS)*, Final report, p. 157-165.

Kourtz, P. (1979) Cartographie des combustibles en forêt à partir des données LANDSAT. Énergie, Mines et Ressources Canada, Centre canadien d'applications en télédétection, Ottawa, Ontario, 4 p.

Krauss, T.W. (1995) The Mackenzie GEWEX Study (MAGS). Basic information and critical characteristics of the Mackenzie river basin and its energy and water fluxes. Canadian GEWEX Home Page ([http://www.on.doe.ca/GEWEX/gewex\\_homepage.html](http://www.on.doe.ca/GEWEX/gewex_homepage.html)), 45 p.

Kustas, W.P., Daughtry, C.S.T. and Van Oevelen, P.J. (1993) Analytical treatment of the relationships between soil heat flux/net radiation ratio and vegetation indices. *Remote Sensing of Environment*, vol. 46, p. 319-330.

Lagouarde, J.-P. (1990) Suivi des bilans énergétique et hydrique à partir des mesures spatiales dans l'infrarouge thermique. *in* *Télédétection spatiale: aspects physiques et modélisation*, CEPADUES-Éditions, Toulouse, France, p. 949-965.

Lagouarde, J.-P. and Olioso, A. (1995) Interest of mid-morning acquisition of surface temperature for deriving surface fluxes. *Remote Sensing Reviews*, vol. 12, p. 287-309.

Leblon, B., Granberg, H., Ansseau, C. and Royer, A. (1993) A semi-empirical model to estimate the biomass production of forest canopies from spectral variables. Part 1: Relationship between spectral variables and light interception efficiency. *Remote Sensing Reviews*, vol. 7, p. 109-125.

Leblon, B., Granberg, H. and Charland, S.-D. (1996) Shadowing effects on SPOT-HRV and high spectral resolution reflectances in Christmas tree plantations. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 17, n° 2, p. 277-289.

Lee, T.Y. and Kaufman, Y.J. (1986) Non-lambertian effects on remote sensing of surface reflectance and vegetation index. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-24, p. 699-708.

Li, Z., Cihlar, J., Zheng, X., Moreau, L. and Ly, H. (1996) The bidirectional effects of AVHRR measurements over Boreal regions. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 34, n° 6, p. 1308-1322.

Lopez, S., Gonzalez, F., Llop, R. and Cuevas, J.M. (1991) An evaluation of the utility of NOAA AVHRR images for monitoring forest fire risk in Spain. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 12, n° 9, p. 1841-1851.

Loveland, T.R., Merchant, J.W., Ohlen, D.O. and Brown, J.F. (1991) Development of a land-cover characteristics database for the conterminous, U.S. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 57, n° 11, p. 1453-1463.

Lynham, T.J. and Pierce, B.G. (1997) Monitoring vegetation greenness using satellite data: a forest fire management perspective. Natural Resources Canada, Canadian Forest Service, Great Lakes Forestry Centre, Sault Ste-Marie, Ontario, NODA/NFP Technical Report TR-37, 20 p.

Malthus, T.J., Andrieu, B., Baret, F., Clark, J.A., Danson, F.M., Jaggard, K.W., Madeira, A.C. and Steven, M.D. (1991) Candidate high spectral resolution derivative indices for the prediction of crop cover. *Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Colloquium on Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, Courchevel, France, January 14-18 1991 (ESA SP-319, May 1991), vol. 1, p. 205-208.

Martin, M.P., Dominguez, L. and Chuvieco, E. (1994) Estimating forest fire danger from AVHRR data. Proceedings of the 14<sup>th</sup> EARSeL Symposium on Sensors and Environmental Applications, Göteborg, Sweden, June 6-8 1994, 6 p.

Moghaddam, M. and Saatchi, S. (1995) Monitoring canopy moisture using an inversion algorithm applied to SAR data from BOREAS. Proceedings of the International Symposium on Retrieval of Bio- and Geophysical Parameters from SAR Data for Land Applications, Toulouse, France, October 10-13 1995, p. 141-148.

Moran, M.S., Clarke, T.R., Inoue, Y. and Vidal, A. (1994) Estimating crop water deficit using the relation between surface - air temperature and spectral vegetation index. Remote Sensing of Environment, vol. 49, p. 246-263.

Nellis, M.D., Lulla, K. and Jensen, J. (1990) Interfacing geographic information systems and remote sensing for rural land use analysis. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 56, n° 3, p. 329-331.

Nemani, R.R. and Running, S.W. (1989) Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and thermal-IR AVHRR data. Journal of Applied Meteorology, vol. 28, n° 4, p. 276-284.

Oliosio, A. (1995) Estimating the difference between brightness and surface temperatures for a vegetal canopy. Agricultural and Forest Meteorology, vol. 72, p. 237-242.

Olson, C.E. Jr. (1967) Optical remote sensing of the moisture content of fine forest fuels. Final Report, IST No8036-1-F, Willow Run Laboratory, University of Michigan, Ann Arbor, Michigan, 21 p.

Olson, C.E. Jr. (1987) Detecting forest stress with the Airborne Imaging Spectrometer. Proceedings of the 1987 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS '87), Ann Arbor, Michigan, May 18-21 1987, p. 1237-1242.

Ottlé, C. and Vidal-Madjar, D. (1992) Estimation of land surface temperature with NOAA9 data. Remote Sensing of Environment, vol. 49, n° 1, p. 27-41.



Ow, C.F.Y., Heathcott, M., McCaffrey, T.M., Ghitter, G., Wilson, B.A. and Franklin, S.E. (1993) Multispectral classification of fire fuel types in Wood Buffalo National Park. Proceedings of the 16<sup>th</sup> Canadian Symposium on Remote Sensing and 8<sup>e</sup> Congrès de l'Association québécoise de télédétection, Sherbrooke, Québec, June 7-10 1993, p. 629-634.

Paltridge, G.W. and Barber, J. (1988) Monitoring grassland dryness and fire potential in Australia with NOAA/AVHRR data. Remote Sensing of Environment, vol. 25, p. 381-394.

Perrier, A. (1975) Étude physique de l'évapotranspiration dans les conditions naturelles. I. Évaporation et bilan d'énergie des surfaces naturelles. Ann. Agron., vol. 26, n° 1, 1-18; III. Évapotranspiration réelle et potentielle des couverts végétaux. Ann. Agron., vol. 26, n° 3, p. 229-243.

Pierce, L.L., Running, S.W. and Riggs, G.A. (1990) Remote detection of canopy water stress in coniferous forests using the NS001 Thematic Mapper Simulator and the Thermal Infrared Multispectral Scanner. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 56, n° 5, p. 579-586.

Piwowar, J.M. (1998) Communication écrite. Mapping, Analysis & Design Group and Waterloo Laboratory for Earth Observations, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 1 p.

Pokrant, H. (1991) Land cover map of Canada derived from AVHRR images. Manitoba Remote Sensing Centre, Winnipeg, Manitoba.

Prévot, L., Brunet, Y., Paw, U K.T. and Seguin, B. (1993) Canopy modelling for estimating sensible heat flux from thermal infrared measurements. Proceedings of the Workshop on Thermal Remote Sensing of the Energy and Water Balance over Vegetation in conjunction with other Sensors, La Londe Les Maures, France, September 20-23 1993, p. 17-22.

Prosper-Laget, V., Douguedroit, A. and Guinot, J.-P. (1994) A satellite index of forest fire occurrence risk in summer in the Mediterranean area. Proceedings of the 2<sup>nd</sup> International Conference on Forest Fire Research, Coimbra, Portugal, November 21-24 1994, vol. 2, p. 637-646.

Prosper-Laget, V., Wigneron, J.-P., Guinot, J.-P. et Seguin, B. (1995) Utilisation du satellite NOAA pour la détection des risques d'incendies de forêts. *La Météorologie*, 8<sup>e</sup> série, n° 10, p. 28-38.

Rahman, H. and Dedieu, G. (1994) SMAC: a simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 15, p. 123-143.

Robertson, B., Erickson, A., Friedel, J., Guindon, B., Fisher, T., Brown, R., Teillet, P., D'Iorio, M., Cihlar, J. and Sanz, A. (1992) GEOCOMP, a NOAA AVHRR geocoding and compositing system. *Proceedings of the ISPRS Conference, Commission 2, Washington, D.C.*, p. 223-228.

Rohde, W.G. and Olson, C.E. Jr. (1971) Estimating leaf moisture content from infrared reflectance data. *Proceedings of the 3<sup>rd</sup> Biennial Workshop on Color Aerial Photography in the Plant Science, American Society of Photogrammetry and Remote Sensing, Church, Virginia*, p. 145-164.

Rothman, D.S. and Herbert, D. (1997) The socio-economic implications of climate change in the forest sector of the Mackenzie Basin. *in* Cohen, S.J. (ed.), *Mackenzie basin impact study (MBIS)*, Final report, p. 225-241.

Running, S.W., Nemani, R.R. and Hungerford, R.D. (1987) Extrapolation of synoptic meteorological data in mountainous terrain and its use for simulating forest evapotranspiration and photosynthesis. *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 17, p. 472-483.

Sadowski, F.G. and Westover, D.E. (1986) Monitoring the fire-danger hazard of Nebraska rangelands with AVHRR data. *Proceedings of the 10<sup>th</sup> Canadian Symposium on Remote Sensing, Edmonton, Alberta, May 1986*, vol. 1, p. 355-363.

Savane, M., Seguin, B. et Guillot, B. (1989) Utilisation des synthèses thermiques de Meteosat étalonnées par NOAA-AVHRR en agroclimatologie: application à la France. *Veille climatique satellitaire*, n° 28, p. 55-60.

Schaller, S., McKirdy, I., Ahern, F. and Akhavi, M. (1995) The use of multitemporal spaceborne SAR for discrimination of forest features in the Whitecourt, Alberta area. Proceedings of the 17<sup>th</sup> Canadian Symposium on Remote Sensing, Saskatoon, Saskatchewan, June 13-15 1995, vol. II, p. 700-705.

Seguin, B., Assad, E., Freteaud, J.P., Imbernon, J., Kerr, Y. and Lagouarde, J.-P. (1989) Use of meteorological satellites for water balance monitoring in Sahelian regions. International Journal of Remote Sensing, vol. 10, n° 6, p. 1101-1117.

Seguin, B. (1990) La température de surface d'un couvert végétal et son état hydrique. Possibilités d'application à la surveillance des forêts par satellite. Revue forestière française, n° spécial, vol. XLII, p. 106-111.

Seguin, B., Lagouarde, J.-P. and Savane, M. (1991) The assessment of regional crop water conditions from meteorological satellite thermal infrared data. Remote Sensing of Environment, vol. 35, p. 141-148.

Sellers, P.J. (1989) Vegetation-canopy spectral reflectance and biophysical processes. *in* Asrar, G. (ed.), Theory and applications of optical remote sensing, Wiley, New-York, p. 297-335.

Sellers, P.J., Tucker, C.J., Collatz, G.J., Los, S.O., Justice, C.O., Dazlich, D.A. and Randall, D.A. (1994) A global 1° by 1° NDVI data set for climate studies. Part 2: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from the NDVI. International Journal of Remote Sensing, vol. 15, n° 17, p. 3519-3545.

Service canadien des forêts (1984) Tables de l'Indice Forêt-Météo de la méthode canadienne. Environnement Canada, Rapport technique de foresterie 25F, 4<sup>e</sup> édition, 48 p.

Service canadien des forêts (1987) Méthode canadienne d'évaluation des dangers d'incendie de forêt - Guide de l'utilisateur. Produit par le Groupe d'évaluation des dangers d'incendie du Service canadien des forêts, Ottawa, Ontario, Cahier trois anneaux (publication non numérotée).

Service canadien des forêts (1995) L'état des forêts au Canada 1994. Ressources naturelles Canada, Ottawa, Ontario, 112 p.



Service canadien des forêts (1996) L'état des forêts au Canada 1995-1996. Ressources naturelles Canada, Ottawa, Ontario, 112 p.

Skeates, P. (1998) Communication écrite. Forest Management Division, Northwest Territories Renewable Resources, Territorial Forest Fire Centre, Fort Smith, Northwest Territories, 1 p.

Sol, B. (1992) Indice météorologique de risque d'incendie: recherches en cours et prévues en France. *Revue d'analyse spatiale quantitative et appliquée*, n° 32, p. 71-78.

Steinmetz, S., Lagouarde, J.-P., Delécolle, R., Guérif, M. and Seguin, B. (1989) Evapotranspiration and water stress using thermal infrared measurements. A general review and a case study on winter durum wheat in Southern France. *Proceedings of the Symposium on Physiology Breeding of Winter Cereals for Stressed Mediterranean Environments*, ICARDA-INRA, Montpellier, France, July 3-6 1989, vol. 55, p. 89-114.

Tanré, D., Deroo, C., Duhaut, P., Herman, M., Morcrette, J.J., Perbos, J. and Deschamps, P.Y. (1990) Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 11, n° 4, p. 659-668.

Teillet, P.M. (1992) An algorithm for the radiometric and atmospheric correction of AVHRR data in the solar reflective channels. *Remote Sensing of Environment*, vol. 41, p. 185-195.

Van Wagner, C.E. (1983) Fire behaviour in northern conifer forests and shrublands. *in* Wein, R.W. and MacLean, D.A. (eds.), *The role of fire in northern circumpolar ecosystems*, John Wiley & Sons, p. 65-80.

Vidal, A. (1991) Atmospheric and emissivity correction of land surface temperature measured from satellite using ground measurements of satellite data. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 12, n° 12, p. 2449-2460.

Vidal, A., Pinglo, F., Durand, H., Devaux-Ros, C. and Maillet, A. (1994a) Evaluation of a temporal fire risk index in mediterranean forests from NOAA thermal IR. *Remote Sensing of Environment*, vol. 49, p. 296-303.

Vidal, A., Devaux-Ros, C., Beaudoin, A. et Maillet, A. (1994b) Suivi du risque d'incendie de forêt par utilisation de données IR thermique de LANDSAT TM et SAR d'ERS-1. *Études de Géographie Physique*, n° XXIII, p. 45-51.

Vidal, A. and Devaux-Ros, C. (1995) Evaluating forest fire hazard with a Landsat TM derived water stress index. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 77, p. 207-224.

Ward, J.M. (1969) The significance of changes in infrared reflectances in sugar maple (*Acer saccharum* Marsh.) induced in soil conditions of drought and salinity. *Proceedings of the 6<sup>th</sup> International Symposium on Remote Sensing of Environment*, Ann Arbor, Michigan, October 1969, p. 1205-1226.

Westman, W.E. and Paris, J.F. (1987) Detecting forest structure and biomass with C-band multipolarization radar: physical model and field tests. *Remote Sensing of Environment*, vol. 22, p. 249-269.

Yatabe, S.M. and Leckie, D.G. (1995) Clearcut and forest-type discrimination in satellite SAR imagery. *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 21, n° 4, p. 455-467.

## Annexe 1

### Stations météorologiques utilisées dans cette étude

Site	Nom de la station météorologique <sup>(1)</sup>	Numéro de la station	Latitude nord	Longitude ouest	Altitude (m)
Fort Smith	Fort Smith A	2 202 200	60°01'	111°57'	205
Yellowknife	Yellowknife A	2 204 100	62°28'	114°27'	206
Hay River	Hay River A	2 202 400	60°50'	115°47'	166
Fort Simpson	Fort Simpson A	2 202 101	61°45'	121°14'	169
Lone Mountain	Lone Mountain Tower	LOMO	-----	-----	----
Norman Wells	Norman Wells A	2 202 800	65°17'	126°48'	74
Inuvik	Inuvik A	2 202 570	68°18'	133°29'	68

(1) Stations météorologiques situées à l'aéroport et opérées par Environnement Canada, excepté pour la station de Lone Mountain qui est située à la tour de Lone Mountain et qui est opérée par le Département des ressources naturelles des Territoires du Nord-Ouest.



## Annexe 2

**Dates de mesures biologiques et images NOAA-AVHRR  
correspondantes utilisées dans cette étude**

Site	Date de mesure biologique en 1994	Jour julien	Numéro d'image NOAA 11-AVHRR	Temps universel	Heure normale des Rocheuses
Fort Smith	14 mai	134	G01170	22h21	15h21
	26 mai	146	G01216	23h15	16h15
	2 juin	153	G01256	23h30	16h30
	9 juin	160	G01287	22h03	15h03
	14 juin	165	non disponible	-----	-----
	23 juin	174	G01346	22h32	15h32
	30 juin	181	G01381	22h47	15h47
	7 juillet	188	G01401	23h02	16h02
	13 juillet	194	G01427	23h29	16h29
	22 juillet	203	G01479	23h19	16h19
	29 juillet	210	G01517	23h34	16h34
	5 août	217	G01554	22h06	15h06
	12 août	224	G01582	22h21	15h21
	20 août	232	G01615	22h23	15h23
	25 août	237	G01638	23h03	16h03
	2 septembre	245	G01686	23h05	16h05
	8 septembre	251	G01710	21h50	14h50
	15 septembre	258	non disponible	-----	-----
Yellowknife	19 mai	139	G01191	23h00	16h00
	26 mai	146	G01216	23h15	16h15
	2 juin	153	G01256	23h30	16h30
	9 juin	160	G01287	22h03	15h03
	16 juin	167	G01319	22h18	15h18
	23 juin	174	G01346	22h32	15h32
	4 juillet	185	G01396	23h39	16h39
	8 juillet	189	G01412	22h49	15h49
	14 juillet	195	G01428	23h17	16h17
	21 juillet	202	G01466	23h31	16h31
	28 juillet	209	non disponible	-----	-----
	4 août	216	G01548	00h13	17h13
	18 août	230	G01604	22h48	15h48

Hay River	16 mai	136	G01185	23h38	16h38
	24 mai	144	G01209	21h58	14h58
	1 juin	152	G01255	22h00	15h00
	8 juin	159	G01286	22h15	15h15
	16 juin	167	G01319	22h18	15h18
	21 juin	172	G01337	22h57	15h57
	28 juin	179	G01363	23h12	16h12
	6 juillet	187	G01399	23h14	16h14
	15 juillet	196	G01437	23h04	16h04
	20 juillet	201	G01467, G01471	22h02, 23h44	15h02, 16h44
	4 août	216	G01548	00h13	17h13
	16 août	228	G01597	23h13	16h13
	25 août	237	G01638	23h03	16h03
	1 septembre	244	G01672	23h17	16h17
	8 septembre	251	G01710	21h50	14h50
	14 septembre	257	non disponible	-----	-----
	21 septembre	264	non disponible	-----	-----
	30 septembre	273	non disponible	-----	-----
	5 octobre	278	non disponible	-----	-----
	13 octobre	286	non disponible	-----	-----
Fort Simpson	16 mai	136	G01185	23h38	16h38
	24 mai	144	G01209	21h58	14h58
	31 mai	151	G01244, G01250	22h13, 00h07	15h13, 17h07
	7 juin	158	G01277	22h28	15h28
	13 juin	164	G01308	22h55	15h55
	22 juin	173	G01344	22h45	15h45
	4 juillet	185	G01396	23h39	16h39
	13 juillet	194	G01427	23h29	16h29
	19 juillet	200	G01457, G01462	22h14, 00h09	15h14, 17h09
	26 juillet	207	G01500	00h23	17h23
	3 août	215	G01536	00h26	17h26
	9 août	221	G01562	22h58	15h58
	16 août	228	G01597	23h13	16h13
	23 août	235	G01631	23h28	16h28
	30 août	242	non disponible	-----	-----
	20 septembre	263	non disponible	-----	-----
Lone Mountain	13 juin	164	G01308	22h55	15h55
	24 juin	175	G01349, G01362	22h20, 00h14	15h20, 17h14
	30 juin	181	G01381	22h47	15h47
	7 juillet	188	G01401	23h02	16h02
	14 juillet	195	G01428	23h17	16h17
	21 juillet	202	G01466	23h31	16h31
	28 juillet	209	non disponible	-----	-----
	4 août	216	G01548	00h13	17h13
	11 août	223	G01576	00h28	17h28
	18 août	230	G01604	22h48	15h48

Norman Wells	21 mai	141	G01199	00h30	17h30
	1 juin	152	G01255	22h00	15h00
	5 juin	156	G01264	22h53	15h53
	12 juin	163	G01313	21h25	14h25
	27 juin	178	G01366	23h25	16h25
	5 juillet	186	G01395	23h27	16h27
	10 juillet	191	G01435	00h19	17h19
	18 juillet	199	non disponible	-----	-----
	25 juillet	206	G01494	00h36	17h36
	31 juillet	212	G01519	23h09	16h09
	7 août	219	G01553	23h23	16h23
	16 août	228	G01597	23h13	16h13
	21 août	233	non disponible	-----	-----
	28 août	240	G01657	00h20	17h20
	4 septembre	247	non disponible	-----	-----
Inuvik	24 mai	144	G01209	21h58	14h58
	30 mai	150	G01245	00h20	17h20
	6 juin	157	G01276	22h40	15h40
	13 juin	164	G01308	22h55	15h55
	20 juin	171	non disponible	-----	-----
	4 juillet	185	G01396	23h39	16h39
	11 juillet	192	G01422	22h12	15h12
	18 juillet	199	non disponible	-----	-----
	25 juillet	206	G01494	00h36	17h36
	1 août	213	G01523	22h56	15h56
	8 août	220	G01564	23h11	16h11
	17 août	229	G01605	23h01	16h01
	22 août	234	G01627	23h40	16h40
	29 août	241	G01659	00h07	17h07
	6 septembre	249	G01697	22h15	15h15
	12 septembre	255	non disponible	-----	-----
	19 septembre	262	non disponible	-----	-----



### Annexe 3

#### Cartes topographiques à l'échelle de 1:50 000 utilisées dans cette étude

Site	Nom de la carte	N° SNRC <sup>(1)</sup>	Année
Fort Smith	Salt River	85 A/1	1984
Yellowknife	Prosperous Lake	85 J/9	1973
Hay River	Escarpment Lake	85 C/9	1975
Fort Simpson	Martin River	95 H/13 E	1961
Lone Mountain	Deceiver Creek	95 J/5	1973
Norman Wells	Norman Wells	96 E/7	1960
Inuvik	Inuvik	107 B/7	1967

<sup>(1)</sup> SNRC = Système national de référence cartographique du Canada.